ALBERTO DELLA MARMORA

VIAGGIO IN SARDEGNA

VOLUME TERZO
Geologia

EDITRICE ARCHIVIO FOTOGRAFICO SARDO • NUORO

L'Editrice Archivio Fotografico Sardo è nata esclusivamente per produrre nella nostra isola un certo tipo di libri fotografici, che rispondano allo scopo di divulgare, attraverso il testo e le immagini, i molteplici aspetti della realtà sarda quali si presentano alla diretta esperienza del fotografo e degli autori.
In tal modo si ritiene di esaudire nel lettore quella richiesta di cultura «pratica» e ben visualizzata da immagini di alta qualità, che si sviluppa particolarmente in un periodo, come l'attuale, in cui con crescente frequenza si moltiplicano le iniziative pubbliche e private tendenti a salvaguardare le importanti risorse naturali, storiche e artistico-archeologiche di cui la Sardegna è ricchissima, e contemporaneamente si assiste alla massiccia valorizzazione della fotografia, in tutte le sue implicazioni ed applicazioni.
La produzione libraria della Casa Editrice procede poi di pari passo alla realizzazione e catalogazione dell'Archivio Fotografico «Sardegna '80», che con le sue 500.000 diapositive a colori relative a tutti gli aspetti della realtà sarda, costituisce un inestimabile patrimonio culturale di documentazione della Sardegna.

COLLANA
ALLA SCOPERTA
DELLA SARDEGNA

I Costumi della Sardegna
Le Tradizioni Popolari della Sardegna
Sardegna da salvare - I Parchi (2 voll.)
Sardegna da salvare - Il Mediterraneo e la sua Vita
Sardegna da salvare - Paesaggi e Architetture delle Miniere
Sardegna da salvare - L'Archeologia Industriale

COLLANA
RISTAMPE ANASTATICHE

Cenni sulla Sardegna
Viaggio in Sardegna vol. I - La Geografia fisica e umana
Viaggio in Sardegna vol. I I- Le Antichità
Viaggio in Sardegna vol. III - La Geologia
Itinerario dell'isola di Sardegna (3 volumi) con Emendamenti e Aggiunte di G. Spano
Dizionario degli Stati Sardi - Isola di Sardegna - Parte Generale (3 volumi)
Sardegna-Corsica-Malta-Mari d'Italia (1895)
Sardegna e Corsica (1926)
Le Cento città d'Italia - La Sardegna negli inserti del Secolo 1892-1901
I nomi di luogo della Sardegna
Raccolta di stampe sarde 1
Raccolta di stampe sarde 2

Copertina: Atlante, Terza parte, *Tavola H: Fossili Eocenici e Pliocenici*

ALBERTO DELLA MARMORA

Viaggio in Sardegna

VOLUME TERZO

La geologia

EDITRICE ARCHIVIO FOTOGRAFICO SARDO · NUORO

Alberto della Marmora

VIAGGIO IN SARDEGNA

Volume Terzo

ALBERTO DELLA MARMORA

Viaggio in Sardegna

VOLUME TERZO

La Geologia

NUOVA TRADUZIONE COMPLETA A CURA DI

MANLIO BRIGAGLIA

143 STAMPE
DALL'
ATLANTE ILLUSTRATO
DELL'ISOLA DI SARDEGNA
di A. DELLA MARMORA

EDITRICE ARCHIVIO FOTOGRAFICO SARDO • NUORO

Collana «VIAGGIO NELLA MEMORIA - RISTAMPE ANASTATICHE»
ALBERTO DELLA MARMORA
VIAGGIO IN SARDEGNA • Volume Terzo • LA GEOLOGIA

Nuova edizione a cura di Manlio BRIGAGLIA
Traduzione di Manlio Brigaglia, con la collaborazione di Simone Sechi, Giovanni Tola, Salvatore Tola, Eugenia Tognotti

Editing e progetto grafico di Salvatore Colomo

RINGRAZIAMENTO: si ringrazia vivamente il CONSORZIO per la BIBLIOTECA SEBASTIANO SATTA di Nuoro, che ha consentito la riproduzione delle stampe originali dell'Atlante del Lamarmora, custodite presso la Sezione Sarda.

SELEZIONI: S. Colomo e F. Curreli, Nuoro
FOTOCOMPOSIZIONE e IMPAGINAZIONE: S. Colomo

4° EDIZIONE riveduta e corretta - 2010

EDITRICE ARCHIVIO FOTOGRAFICO SARDO s.a.s. di S. Colomo - Via Foscolo 45, 08100 NUORO
tel. e fax 0784/257121
mail salvatorecolomo@sardegnaweb.it

SOMMARIO

VOYAGE

EN

SARDAIGNE,

OU

DESCRIPTION STATISTIQUE,

PHYSIQUE ET POLITIQUE DE CETTE ILE,

AVEC

DES RECHERCHES SUR SES PRODUCTIONS NATURELLES ET SES ANTIQUITÉS;

PAR LE C^TE ALBERT DE LA MARMORA,

ci-devant Commandant-général militaire de l'île de Sardaigne,
Lieutenant Général, Sénateur du Royaume,
Décoré du Grand Cordon des Saints Maurice et Lazare
et des Ordres du Mérite Civil et du Mérite Militaire de Savoie;
Membre des deux classes et vice-Président de l'Académie R. des Sciences de Turin,
de la Commission supérieure de Statistique, de la députation de *Storia Patria*,
du Conseil des Mines,
de la Société géologique de France, etc. etc.

Nuove a recar vengo dal campo, e fui
Osservator di ciò che narro io stesso.
(BELLOTTI, Trad. d'Esch.)

TROISIÈME PARTIE.

DESCRIPTION GÉOLOGIQUE.

TOME I.

TURIN.

CHEZ LES FRÈRES BOCCA, LIBRAIRES DU ROI.

PARIS.

CHEZ LA VEUVE ARTHUS BERTRAND,
RUE HAUTEFEUILLE, N° 23.

1857.

Nella pagina precedente: *frontespizio dell'edizione francese del 1840 del* Voyage, *parte terza.*

Nella pagina accanto: *frontespizio e prima pagina dell'*Atlante, *parte terza.*

ATLANTE DELLA TERZA PARTE
DEL VIAGGIO IN SARDEGNA

Carta geologica dell'isola di Sardegna alla scala 1:500.000.

Tavola I - Sezioni secondo le linee tracciate nella carta precedente (la scala è doppia per le distanze, quadrupla per le altitudini).

Tavola IIa - Prima serie delle differenti fasi geologiche attraversate dalla Corsica e dalla Sardegna.

Tavola IIb - Seconda serie delle differenti fasi geologiche attraversate dalla Corsica e dalla Sardegna, continuazione della Tavola IIa.

Tavola III - Il mare quaternario intorno alla Sardegna, con la sovrapposizione dei grès e delle sabbie di quest'era ad ogni altra specie di terreno.

Tavola IV - Carta dei dintorni della città di Cagliari, a illustrazione dei capitoli VII, VIII e IX.

Tavola V - Fenomeni eruttivi dell'isola, verificatisi sulle coste e nell'interno, dalle trachiti antiche sino ai basalti.

Tavola VI - Fenomeni eruttivi delle differenti epoche dell'isola, verificatisi sulle coste e nell'interno, dalle trachiti antiche sino agli ultimi crateri estinti.

Tavola VII - Breccia ossifera di Monreale, presso Cagliari, com'era nel 1831.

Tavola VIII - Veduta della grotta del Capo della Caccia, presso Alghero, tratta da un disegno e una pianta del capitano W.H. Smyth.

Tavola A. Fossili siluriani.

Tavola B. Fossili siluriani e polipai.

Tavola C. Fossili siluriani.

Tavola D. Fossili dell'era carbonifera.

Tavola E. Fossili giurassici.

Tavola F. Fossili cretacei e eocenici.

Tavola G. Fossili miocenici della "pietra forte" di Bonaria.

Tavola H. Fossili miocenici e pliocenici.

Tavola i. Tavola generale delle 640 direzioni di strati e filoni rilevate dall'Autore.

VOYAGE
EN
SARDAIGNE,
OU
DESCRIPTION STATISTIQUE, PHYSIQUE ET POLITIQUE DE CETTE ILE,
AVEC
DES RECHERCHES SUR SES PRODUCTIONS NATURELLES ET SES ANTIQUITÉS;
PAR LE GÉNÉRAL A. DE LA MARMORA.

ATLAS DE LA TROISIÈME PARTIE.

GÉOLOGIE.

TURIN.
FRÈRES BOCCA, LIBRAIRES DU ROI.
PARIS,
VEUVE ARTHUS BERTRAND, LIBRAIRE, RUE HAUTEFEUILLE, N° 25.

PLANCHES
COMPOSANT
L'ATLAS DE LA TROISIÈME PARTIE DU VOYAGE EN SARDAIGNE.

CARTE géologique de l'île de Sardaigne, à l'échelle de 1|500,000.

PLANCHE I. – Coupes selon les lignes tracées sur la carte précédente (échelle double pour les distances, quadruple pour les hauteurs).

II a. – Première série des différentes phases géologiques par lesquelles passèrent successivement les îles de Corse et de Sardaigne.

II b. – Seconde série des différentes phases géologiques; continuation de la précédente.

III. – Carte démonstrative de la mer quaternaire autour de la Sardaigne, avec la superposition des grès et des sables de cette époque sur toute espèce de terrains, etc. etc.

IV. – Carte des environs de la ville de *Cagliari*, pour servir à l'intelligence des chapitres VII, VIII et IX.

V. – Phénomènes éruptifs de l'île de Sardaigne, tant de côte que de l'intérieur, à partir des trachytes anciens jusqu'aux basaltes exclusivement.

VI. – Phénomènes éruptifs de différentes époques de l'île de Sardaigne, tant de la côte que de l'intérieur, à partir des trachytes anciens jusqu'aux derniers cratères éteints.

VII. – Brèche osseuse de *Monreale*, près de *Cagliari*, comme elle était en 1831.

VIII. – Vue de la grotte du *Capo della Caccia*, près d'*Alghero*, d'après un croquis et un plan du cap *W. Smyth*.

PLANCHE *A*. – Fossiles siluriens (*Spirifer*, *Orthis*, *Leptaena*, *Schyphocrinus*, etc.).

B. – Fossiles siluriens, polypiers (*Ptilodictya*, *Alveolites*, *Favosites*, *Graptolithus*, etc.).

C. – Fossiles siluriens (*Orthoceras*, *Cardiola interrupta*, *Graptolithus Priodon*, etc.).

D. – Fossiles de l'époque houillère (*Alethopteris*, *Cyatheites*, *Sphenophillum*, *Annularia*, *Cordaites*, etc.).

E. – Fossiles jurassiques (*Nerinea*, *Natica*, *Pholadomya*, *Panopaea*, *Lima*, *Pecten*, *Ostrea*, *Terebratula*, *Rhynchonella*, etc.).

F. – Fossiles crétacés (*Nerinea*, *Pterocera*, *Acteonella*, *Radiolites*, *Astrocoenia*, *Quinqueloculina*, etc.).
Fossiles éocènes (*Turritella*, *Rissoa*, *Melania*, *Cerithium*, *Crassatella*, *Anomya*).

G. – Fossiles miocènes de la *Pietra Forte* de *Bonaria* (*Fusus*, *Conus*, *Sigaretus*, *Turritella*, *Tellina*, *Venus*, *Lithodomus*, *Lima*, *Pecten*, etc.).

H. – Fossiles mixtes miocènes et pliocènes (*Tiphaelopium*, *Cancer* (*Platycarcinus*), *Nautilus* (*Aturia*), *Gastrochaena*, *Heterostegina*, *Pecten*, etc.).

i. – Tableau général de 640 directions des couches et des filons observées par l'auteur.

Traduzione del frontespizio apparso nell'edizione (in francese) del Voyage - Parte Terza, *risalente al 1857.*

VIAGGIO

IN

SARDEGNA

O

DESCRIZIONE STATISTICA,

FISICA E POLITICA DI QUEST'ISOLA

CON

RICERCHE SUI SUOI PRODOTTI NATURALI E I SUOI MONUMENTI ANTICHI

DEL

CONTE ALBERTO DELLA MARMORA

Già Comandante generale militare dell'isola di Sardegna,
Luogotenente Generale, Senatore del Regno,
decorato del Gran Cordone dei SS. Maurizio e Lazzaro
e degli Ordini del Merito Civile e del Merito Militare di Savoia;
Membro delle due Classi e vice-presidente dell'Accademia Reale delle Scienze di Torino,
della Commissione superiore di Statistica, della Deputazione di Storia Patria,
del Consiglio delle Miniere,
della Società geologica di Francia, etc. etc.

Nuove a recar vengo dal campo, e fui
osservator di ciò che narro io stesso.
(Bellotti, trad. da Eschilo)

TERZA PARTE

LA GEOLOGIA

TORINO

EDITORI FRATELLI BOCCA, LIBRAI DEL RE

PARIGI

VEDOVA ARTHUS BERTRAND

VIA HAUTEFEUILLE, N. 23

1857

Prefazione

Nei primi mesi del 1839 è stata data alle stampe a Parigi una seconda edizione della prima parte del Voyage en Sardaigne, *già apparso con questo stesso titolo nel 1826. Spiegai allora le ragioni per cui avevo proceduto alla pubblicazione di questo volume senza attendere quelli successivi, annunciati da molto tempo, e promisi che alla prima parte ne sarebbero seguite ben presto altre tre, per completare l'intera opera. Effettivamente un anno dopo, nel 1840, pubblicavo la seconda parte del* Viaggio, *interamente dedicata alle antichità della Sardegna. Allora pensavo che l'apparizione della terza parte, dedicata per intero alla geologia dell'isola, sarebbe potuta avvenire di lì a poco tempo, ma il mio nuovo impegno (fui incaricato del comando della Scuola di Marina di Genova, col grado di generale) ed il ritardo, non dipendente dalla mia volontà, nella preparazione e la pubblicazione della carta della Sardegna in due fogli furono d'ostacolo al compimento delle mie aspirazioni e di quelle mie promesse.*

Dando alle stampe la descrizione geologica di quest'isola così poco conosciuta prima che i calcoli trigonometrici e geodetici fossero terminati, sarei andato contro il principio, sempre professato, di non sacrificare l'esattezza di un lavoro all'impazienza di vederlo pubblicato rapidamente. La carta, in scala 1:250.000, vide infine la luce nel 1845. Mi preoccupai quindi di prepararne una uguale, ma ridotta della metà, utile come carta geologica per questa parte dell'opera e mi misi immediatamente al lavoro per redigere il testo che doveva accompagnarla.

Ma si presentarono subito nuove difficoltà: appena cominciato a coordinare il materiale raccolto in tanti anni di lavoro, mi accorsi che molte osservazioni fatte venti, o qualche volta trenta anni prima, non potevano più essere presentate ad un pubblico di studiosi senza adeguate verifiche sui luoghi interessati. Riconobbi anche che è impossibile effettuare ricerche sul campo ed allo stesso tempo a tavolino, trattandosi di ricerche e studi di diversa natura. Durante i quattordici anni nei quali compii i calcoli trigonometrici e geodetici del suolo sardo, potei in verità formarmi un'idea abbastanza chiara della struttura mineralogica delle montagne che avevo esplorato per la preparazione della carta, ma quasi sempre con poco tempo a disposizione, e con la paura che la notte potesse sorprendermi sulla cima di una montagna nel bel mezzo dell'esplorazione, non potei che in rari casi dedicarmi allo studio dei terreni e alla ricerca dei fossili per tutto il tempo necessario.

Ecco quindi perché, una volta avuta la possibilità di pensare esclusivamente alla descrizione geologica dell'isola, ritenni necessario ripetere numerose escursioni: ma siccome i doveri derivanti da altri incarichi non mi permettevano più di assentarmi dalle sedi in cui lavoravo, pensai di cercare la collaborazione di un esperto che, guidato dalle mie conoscenze dei luoghi, potesse colmare tutte quelle lacune che affioravano ad ogni momento sotto la penna quando decisi di mettermi seriamente all'opera. Per questo nella primavera del 1847 mi recai per la ventesima volta nell'isola in compagnia di un giovane toscano, ottimo allievo dell'amico prof. Pilla, purtroppo scomparso, con l'intenzione di indirizzarlo sul modo di muoversi in quel territorio e di incaricarlo di compiere da solo tutte le verifiche che le mie occupazioni pubbliche non mi avrebbero permesso di effettuare. Il signor Ezio de Vecchi rispose pienamente alle mie aspettative e nel giugno successivo, dopo che lo avevo lasciato nell'isola, mi raggiunse a Genova con una ricca messe di dati geologici importanti che si proponeva di completare nella primavera seguente. Infatti quel mio amabile e intelligente collaboratore si trovava in Sardegna già nell'aprile del '48, ma gli avvenimenti che seguirono in Italia lo costrinsero a ripartire immediatamente. Ritornato in continente, dopo pochi giorni il giovane geologo si trovava già sul Mincio con l'esercito sardo, in qualità di volontario: ben presto si guadagnò le spalline e divenne ufficiale di Stato Maggiore.

Dal canto mio, incaricato nello stesso periodo di una missione e di un comando militare a Venezia, dovetti nuovamente estrarre la spada e riporre il martello, che restò inattivo fino alla fine del '51, anche perché nel 1849 fui inviato in Sardegna come Commissario reale straordinario con pieni poteri; in seguito rinunciai a questo incarico mantenendo solo quello di Comandante generale militare. In questo periodo, dopo aver pagato alla Patria e al Re un tributo pari alla gravità delle circostanze, mi decisi a rientrare in gran fretta nella vita privata, divenuta l'ogget-

to del più ardente desiderio. Solo all'inizio del '52 potei riprendere il lavoro che una serie di contrarietà mi avevano costretto ad interrompere dal 1840: lavoro che ora pubblico e che avrei desiderato rendere ancora più completo. Per questo, una volta ottenuta la libertà da ogni impegno, compii cinque nuove escursioni nell'isola, che non diedero comunque i risultati sperati, viste le precarie condizioni fisiche dovute all'età, al mezzo secolo di servizio militare e anche alle precedenti 35 campagne geodetiche e geologiche in Sardegna. Dopo aver rinunciato a nuove verifiche e senza l'assistenza del giovane collaboratore, passato nel frattempo ad altri impegni (quando diedi il via alla pubblicazione di questo volume si trovava in Crimea come ufficiale di Stato Maggiore dell'esercito sardo), decisi di utilizzare i materiali in mio possesso così come erano, con il dispiacere di non poter fare di meglio.

Mi sia permesso di aggiungere che, con la piena convinzione che le mie conoscenze paleontologiche non sono all'altezza, mi associai ad un valente paleontologo italiano, il prof. G. Meneghini, direttore dello stesso museo mineralogico e geologico di Pisa dove De Vecchi aveva depositato i fossili raccolti nell'isola, ai quali vanno aggiunti tutti quelli in mio possesso e sui quali era interessante ricevere ulteriori delucidazioni. Il prof. Meneghini, già ben conosciuto tra i naturalisti, prendendo parte al mio lavoro ha reso alla scienza un importante servizio; dal canto mio, mi sento in dovere di riservargli in quest'opera una parte, dedicata alle descrizioni ed alle dissertazioni sui pezzi più importanti da me sottoposti alla sua attenzione ed alla sua pazienza. Egli volle anche incaricarsi della direzione dei disegni originali dei più importanti fossili, eseguiti sotto i suoi occhi da un abile impiegato del museo di Pisa, il signor Francesco Pierucci, mentre le otto tavole litografiche così ottenute sono state eseguite a Torino e non a Parigi, come lo erano state quelle degli altri atlanti dell'opera: questo perché il mio stato di salute e gli obblighi parlamentari non mi permettono ormai più di allontanarmi da casa. Occorre aggiungere che il signor Studiati, professore di fisiologia presso l'Università di Pisa, ha voluto accollarsi l'incarico di illustrare le ossa ritrovate nella breccia ossifera di Sardegna. [Come è detto nell'introduzione al primo volume, queste parti, non redatte personalmente dal Lamarmora, non compaiono nella nostra traduzione. N.d.C.].

Il mio lavoro si divide perciò in due parti distinte: quella che tratta della geologia descrittiva e speculativa, mio campo specifico, e quella che riguarda la paleontologia, di completo dominio degli esperti collaboratori di Pisa. Nel corso delle descrizioni, avrò spesso occasione di indicare dei numeri preceduti da lettere dell'alfabeto; essi si riferiscono ai campioni di roccia che fanno parte delle tre collezioni geologiche della Sardegna che ho donato a tre differenti istituti: una al Jardin des Plantes di Parigi (578 campioni quasi tutti della stessa forma e della stessa grandezza); un'altra al Museo Reale di Torino e la terza al Museo Reale di Cagliari. Infine, per rendere più fruibile l'opera, ho pensato alla convenienza di riprodurre in lingua francese, alla fine della presente terza parte, il catalogo ragionato delle rocce di questa triplice raccolta, già pubblicato in lingua italiana nel 1853 per i visitatori degli ultimi due musei già citati. In questo modo, quando il lettore si imbatterà in uno di questi numeri, potrà trovare subito nell'appendice una breve descrizione del pezzo preso in esame; e se ne avrà la fantasia e il tempo (trovandosi vicino ad una delle tre collezioni) godrà della possibilità di verificare o di correggere a suo piacimento le definizioni delle rocce relative. [Anche questa parte è stata omessa nella presente traduzione. N.d.C.].

Quanto all'atlante allegato al volume, forzatamente dello stesso formato di quelli della prima e seconda parte del Voyage en Sardaigne *[nella presente edizione, invece, le tavole sono inserite all'interno del testo. N.d.C.], non ho trascurato niente perché corrispondesse, quanto ad esecuzione, a quella scrupolosa precisione alla quale ho voluto avvicinarmi nel presentare al mondo della cultura il frutto di tante ricerche, iniziate all'età di 30 anni e non ancora terminate, neppure ora che sette lustri in più pesano sulle mie spalle.*

Nonostante la convinzione che l'opera sia lontana dall'essere perfetta, spero che più di un geologo e più di un abitante della Sardegna mi siano grati per non averne ulteriormente rinviato la pubblicazione.

Alberto Della Marmora

Piano della terza parte

L'analisi geologica di una regione abbastanza estesa, con i confini tracciati in modo naturale dal mare, offre dei vantaggi a chi la compie, dato che può occuparsi esclusivamente dello spazio che è l'oggetto dei suoi studi, senza preoccuparsi dei territori adiecenti. Per questa ragione mi sento avvantaggiato rispetto alla maggioranza dei colleghi e più libero di loro nel tracciare il piano di lavoro; ciò nonostante, ho avuto molte esitazioni riguardo al modo migliore di presentarlo al lettore colto.

Dovendo questo volume far seguito alle altre due parti del *Voyage en Sardaigne* e precedere la quarta, da me promessa già da tanto tempo, il titolo stesso mi obbliga, per così dire, a indirizzare l'opera ai geologi viaggiatori, cioè a quelle persone che, volendo un giorno ripercorrere l'isola munite di una piccozza, desiderassero trovare in questa terza parte più una buona guida per le ricerche che spiegazioni scientifiche. Agendo di conseguenza, mi sono conformato al piano adottato in precedenza per quanto riguarda l'ordine e la classificazione delle rocce della Sardegna, che formano le citate tre collezioni. E col catalogo, che inserirò in luogo opportuno, otterremo due vantaggi: 1°) procedere nelle indicazioni dei terreni dell'isola attraverso pezzi di confronto; 2°) dare ai lettori che non abbiano né l'opportunità né la possibilità di esaminare i campioni in una delle collezioni una breve descrizione delle rocce; ciò eviterà fastidiose ripetizioni: basterà citare il numero di tale o tal'altra roccia riportato nel catalogo, dove è sufficientemente descritta. Questo, in linea di massima, è il sistema adottato, sebbene abbastanza diverso da quelli usati in genere in questo tipo di opere. Tralascio anche di dilungarmi in descrizioni geografiche preliminari, quasi di rigore nell'introdurre la descrizione geologica di una regione, avendolo già fatto nella prima parte del *Voyage* con una serie di considerazioni di carattere fisico, geografico ed anche geologico, che ora rappresenterebbero solo una inutile ripetizione.

Siccome gli strati dei terreni sedimentari di solito ricoprono altri terreni di precedenti depositi avvenuti in epoche diverse, parrebbe naturale dare inizio alle descrizioni nell'ordine delle rispettive sovrapposizioni, così come si trovano, procedendo dalla superficie verso l'interno; ma così facendo non si segue l'ordine cronologico del loro deposito: tale ordine, come si sa, è esattamente l'opposto. Dovendo comunque iniziare l'analisi dai terreni più recenti, o viceversa, questa scelta dovrà essere giustificata da un motivo plausibile e da un metodo usato in geologia, sia per la progressione ascendente, sia per quella discendente. Ho anche pensato che spesso succede che delle rocce sedimentarie si siano formate a spese di quelle che le precedettero nella serie dei terreni, poiché ne recano spesso resti notevoli; e siccome in geologia l'assenza o la presenza di tale o talaltro frammento di roccia in una breccia o in un diverso terreno di aggregazione è un valido elemento per datare gli strati, ho pensato che sia più razionale procedere dal conosciuto verso lo sconosciuto, cioè studiare prima le rocce più vecchie, per passare poi alle più recenti, piuttosto che seguire un cammino opposto. Ma come distinguere le rocce più antiche, dette in genere primitive, che ci serviranno come punto di partenza? Ecco un problema di difficile soluzione per qualsiasi geologo. Per questa ragione mi asterrò da termini come 'rocce primitive', 'terreni primitivi' e inizierò le descrizioni dalle rocce fogliettate o sedimentarie di aspetto cristallino, alle quali darò il nome di *rocce di sedimento cristalline*, senza preoccuparmi più di tanto della loro vera nascita, né delle cause che possono aver provocato il loro stato attuale.

Ammettiamo, come fanno molti illustri scienziati, l'ingegnosa teoria del metamorfismo, ma non dimentichiamoci che essa è molto "elastica" nelle mani di alcuni e che, se fa luce spesso su importanti metamorfosi di rocce e terreni, diviene spesso un modo fin troppo comodo di aggirare una difficoltà senza risolverla. In fondo io sono convinto che lo stato attuale dei terreni che figurano nel primo capitolo possa in gran parte essere attribuito ad una modificazione subìta dalle rocce non cristalline in seguito al contatto con rocce di natura e origine molto differenti o anche per effetto di emanazioni o iniezioni di materie provenienti dall'interno della terra; infine, anche se tali rocce non appaiono 'primitive' nel vero senso della parola, le separerò ugualmente da quelle la cui origine sedimentaria sembra più chiaramente definita e sulle quali mi riservo di intervenire più ampiamente.

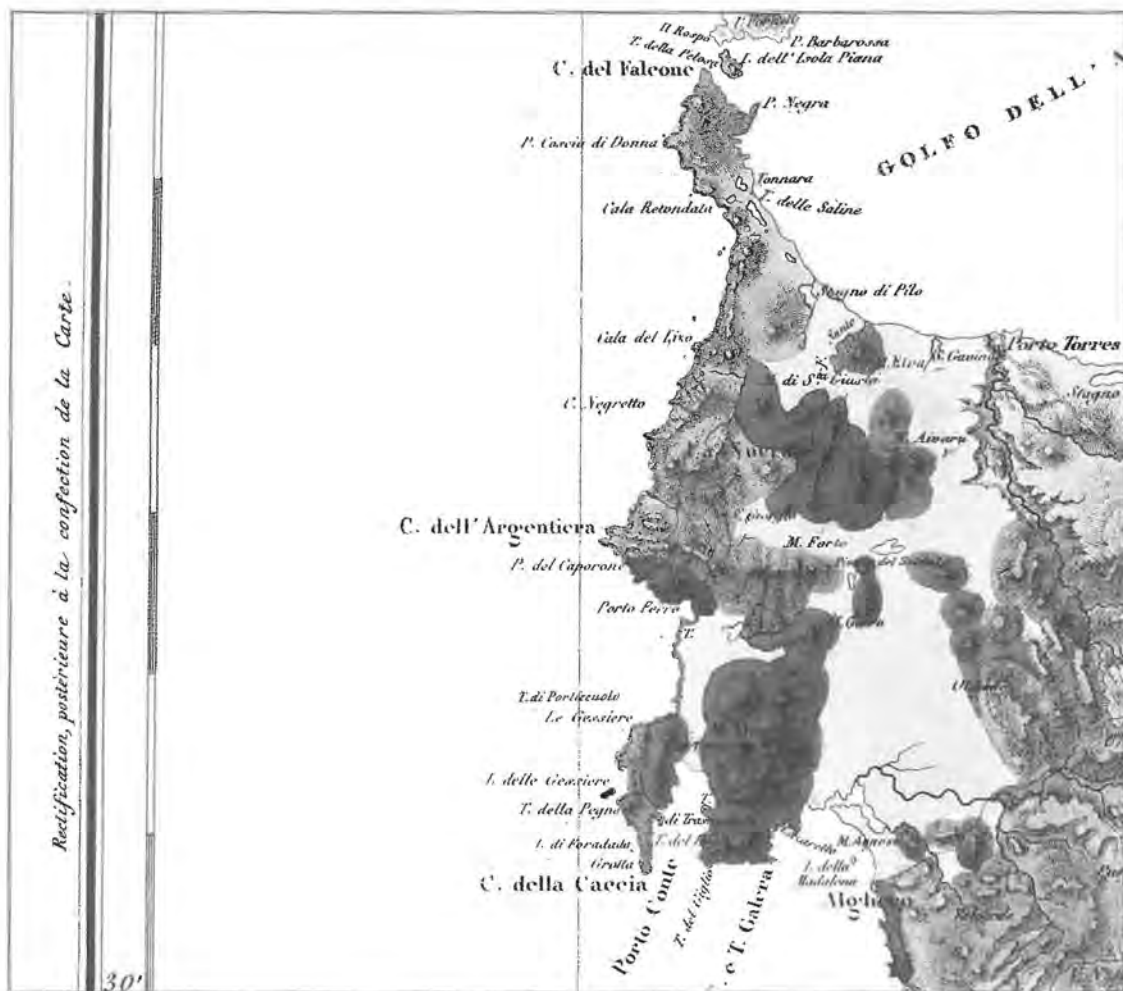
Quanto al modo nel quale l'intera materia sarà distribuita, mi sembra più conveniente dedicare un capitolo speciale a ciascun tipo di terreno, piuttosto che seguire la classificazione delle rocce del mio catalogo, nel quale i campioni della collezione geologica dell'isola sono indicati e distribuiti in base ai terreni, secondo un elenco ordinato delle località topografiche. Così, seguendo questo ordine di località, partirò quasi sempre, in ogni capitolo, da quella più meridionale dell'isola e da quella più vicina a Cagliari (che ritengo il miglior punto di partenza). Si arriverà in seguito alle regioni più settentrionali. Così facendo darò al discorso un carattere di "viaggio", in armonia col titolo dell'intera opera.

Aggiungerò, in fondo al testo, una tavola analitica e alfabetica dei materiali in ordine di località con una indicazione sintetica dei caratteri salienti di ciascuna di esse, in riferimento ai diversi tipi di terreno. Questa tavola sarà un utile complemento al primo volume.

AVVERTENZA IMPORTANTE

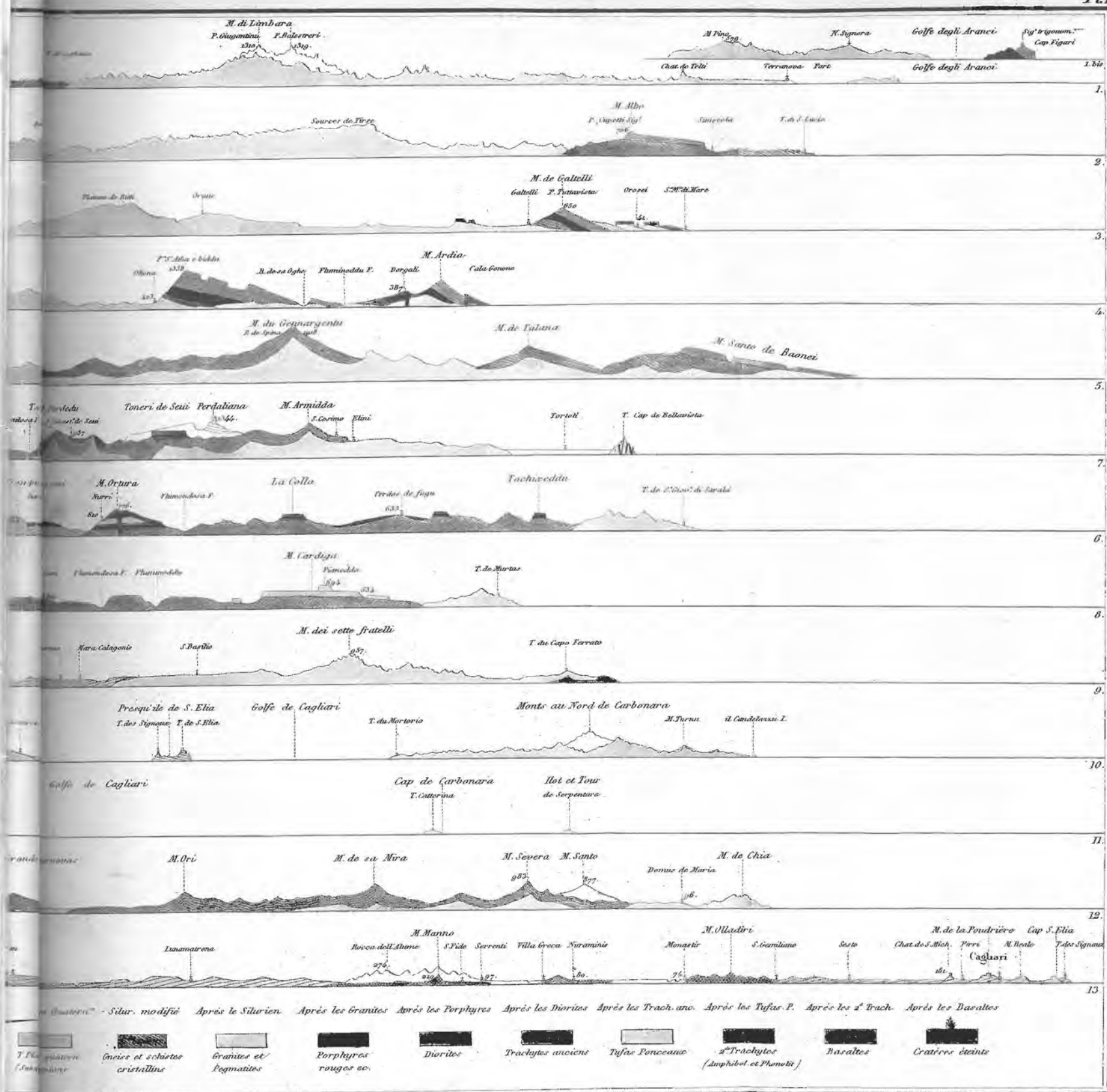
In questa terza parte del *Viaggio* i termini della geologia e della mineralogia sono stati mantenuti, nella maggioranza dei casi, nella forma proposta dall'Autore. E ciò per continuare il lavoro con la stessa filosofia che ha ispirato le traduzioni degli altri volumi, dove sono stati confermati errori, sviste, teorie e interpretazioni talvolta fantasiose. Ma a parte il fatto che la geologia è proprio il campo di studio del Lamarmora, non si può evitare di sottolineare che questa scienza, come tutte le altre, è stata profondamente rinnovata e modificata, per esempio non solo nelle ipotesi e i criteri di periodizzazione della storia geologica della Terra oppure, in molti casi, nell'intero vocabolario terminologico. In definitiva il risultato finale è (volutamente) quello di lasciare alle pagine del Lamarmora il loro profondo e insieme schietto "sapore" di scienza ottocentesca. Per quanto attiene agli argomenti trattati nel libro, sarà bene avvertire che, dopo essere state aspramente criticate e poi smentite, molte teorie prospettate dal Lamarmora sono state sottoposte a intelligente rivalutazione, e alcune si sono rivelate assolutamente valide. [N.d.C.].

Volume Terzo

LA GEOLOGIA

Nella pagina accanto: anno 1856, la prima **Carta Geologica della Sardegna**.
TRADUZIONE del testo a sinistra in alto: Carta Geologica dell'isola di Sardegna, redatta dal Generale Alberto Della Marmora, per comprendere meglio la terza parte del suo viaggio in Sardegna.

TRADUZIONE DELLA LEGENDA
SUL LATO DESTRO (IN BASSO) DELLA CARTA
Alluvioni; diluvio, grès e sabbie quaternarie; terreno pliocenico; t. miocenico; t. eocenico e nummulitico; t. cretaceo; t. giurassico; t. carbonifero; t. siluriano; scisti cristallini; granito; porfido; diorite; trachite antica; tufo pomiceo; trachite anfibolica e fonolitica; conglomerati vulcanici; basalto; crateri estinti, con le loro colate; direzione e inclinazione degli strati. Le 13 linee tracciate su questa carta sono quelle dei tagli della Tavola I dell'Atlante Geologico.

In questa pagina: il Lamarmora, approfondite le sue conoscenze geologiche sulla Nurra di Sassari e Alghero, stampò, relativamente al settore nord-occidentale dell'isola, questa piccola «Rettifica, successiva alla pubblicazione della Carta». Venne applicata sulla carta grande, in modo da sovrapporsi perfettamente, incollandone il solo lato sinistro; poteva dunque venir sollevata, onde constatare le differenze. Nella riproduzione (ridotta) della Carta Geologica a lato si indica il settore da riferire alla descritta rettifica.

Tavola 1. *Sezioni secondo le linee tracciate nella carta geologica dell'isola di Sardegna. La scala è doppia per le distanze, quadrupla per le altitudini.*

LEGENDA della parte inferiore della Tavola 1, da sinistra. - Periodo Paleozoico: terreno siluriano; terreno carbonifero (antracite) - Periodo Secondario: terreno giurassico; calcare magnesiaco - Periodo Cretacico: dolomia; calcare a ippuriti - Periodo Terziario: terreno nummulitico; terreno a millioliti e ceriti (con lignite); terreno miocenico; terreno pliocenico (subappenninico) - Periodo Quaternario: grès quaternario, terreno alluvionale - Siluriano metamorfosato: gneiss e scisti cristallini - Dopo il Siluriano: graniti e pegmatiti - Dopo i graniti: porfidi rossi ecc. - Dopo i porfidi: dioriti - Dopo le dioriti: trachiti antiche - Dopo le trachiti antiche: tufi pomicei - Dopo i tufi pomicei: trachiti secondarie - Dopo le trachiti secondarie: basalti - Dopo i basalti: crateri estinti.

Libro Primo

ORDINE PRIMO

ROCCE SEDIMENTARIE

CAPITOLO PRIMO

Gneiss e schisti cristallini

I monti del Gennargentu. La descrizione delle rocce cristalline fogliettate o stratificate della Sardegna inizia da quelle che costituiscono in un certo senso il suo massiccio centrale più elevato, cioè il gruppo dei monti del *Gennargentu*, punto più alto dell'isola. Questo gruppo, granitico nelle pendici settentrionali, è formato da uno schisto grigio ricco di talco, finemente fogliettato e satinato *A1* (di qui in avanti la lettera e il numero rimandano al catalogo delle mie collezioni).

Esso mantiene quasi sempre lo stesso aspetto, cioè molto raramente passa ad uno schisto micaceo e mai allo gneiss, malgrado la vicinanza di graniti, in qualche località a suo stretto contatto. È attraversato da filoni di quarzo che sembrerebbero averlo penetrato e sconvolto. Uno schisto ricco di talco molto fogliettato si trova soprattutto nella montagna di *Funtana Cungiada*, nelle vicinanze di *Aritzo*, e nelle alture che dominano il paese di *Tonara*; la stessa roccia costituisce il suolo di *Dèsulo* che è, dopo *Fonni*, il centro più alto dell'isola. Desulo si trova ad un'altezza di 888 metri; la *Punta Muggianedda* di *Genna Flores*, vicino a *Tonara*, è alta 1498 metri e *P. Funtana Cungiada* 1507. Queste due montagne formano una cintura alla base occidentale del Gennargentu. A Funtana Cungiada lo schisto passa alla fillade e somiglia a quello di *Gadoni*, oggetto del capitolo seguente.

Le due catene laterali che si innalzano ai piedi del colosso sardo seguono pressoché la stessa direzione, in linea con la piccola catena di *Monte Perdedu*, sopra *Seùlo*, nell'altro versante del *Flumendosa*. Questa direttrice si può osservare chiaramente nella grande carta dell'isola: è parallela alla più lunga e più considerevole cresta del *Monte Gennargentu*.

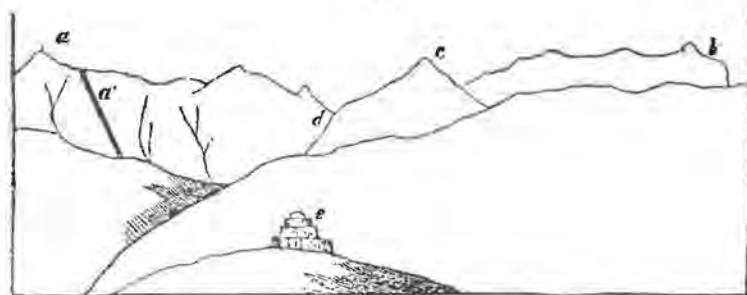
Gli schisti del monte di *Aritzo* seguono una linea che va da N-E a S-O e si inclinano verso N-O; quelli che si trovano di fronte al paese e che sostengono la *rocca giurassica di Tessili*, di cui parleremo in seguito, seguono la stessa direzione. Se ci si dirige da Desulo verso la cima del Gennargentu si incontra subito un filone composto di porfido antifibolico, che attraversa il talcoschisto in direzione NO-SE, con inclinazione verso S-O. Fintanto che tale schisto conserva il suo andamento in queste direzioni, il filone si mostra sulla cresta e nelle frane e subito si perde nel massiccio del grande monte, dove non tarderemo a rincontrarlo.

Il Bruncuspina. Da Desulo, in tre ore di cavalcata, si giunge sul punto più alto di tutta l'isola: lì piazzai il mio segnale trigonometrico, ad un'altezza di 1948 metri. Questa cima si chiama *Bruncu de Spina* ('cima della spina'). La vista di cui si gode da quassù è difficilmente descrivibile: oserei paragonarla a quella della sommità dell'Etna: sia sufficiente dire che si vede il mare di tre differenti coste dell'isola. A nord si vede la catena del *Limbara*, che copre la vista dello stretto di Bonifacio e che impedisce di vedere il mare da quella parte. In compenso ci si offre un primo piano della Corsica, che, vista da qui, sembra fare un tutt'uno con la Sardegna.

Dalla sommità di questa montagna ho più volte, inutilmente, cercato di intravvedere le coste italiane.

Il suolo di *Bruncu de Spina* è formato da talcoschisto grigioverdastro A2; alle falde settentrionali della cima, verso Fonni, la roccia passa al micaschisto, che si vede soprattutto verso *Monte Spada*, dove c'è il granito; occorre ricordare che il micaschisto di *Monte Spada* mantiene la stessa direzione (NE-SO) dei talcoschisti del Gennargentu, e si inclina verso S-E.

Prima di passare alla descrizione delle altre parti del "Gigante" di Sardegna, ne darò uno schizzo che ho abbozzato dalla cima di *Funtana Cungiada*, cioè da occidente.

Fig. 1

a, cima del *Bruncu Spina; b*, punta Florisa; *c*, cima di *Su Sciusciu*; *d*, base di Su Sciusciu, dove si trovano frammenti di porfido e roccia giurassica, detta *Tòneri de Irgini* (della vergine).

Su Sciusciu. Dirigendosi verso sud lungo il crinale dal segnale trigonometrico del Bruncu de Spina si incontra presto un filone di porfido rosso (*a'* nello schizzo) che passa alla pegmatite *a* 8* e attraversa il talcoschisto nella stessa direzione

NE-SO, del tutto simile a quello che attraversa gli schisti e i graniti della vicina Ogliastra (vedi il capitolo XI).

Il talcoschisto emerge lungo tutta la cresta sino al punto *d*, dove però appare fortemente sconvolto, con frammenti spigolosi di un porfido rosso simile a quello del nostro filone. Ben presto si arriva alla base d'una montagna a forma di cono *c*, i cui piedi sono tutti coperti da frammenti spigolosi di una specie di protògino rosso *a* 9*, di cui è composta l'intera cima. Queste pietre sono accatastate le une sulle altre e, mobili come sono, rendono la scalata alla cima molto faticosa; esse danno a questo monticello le sembianze delle rovine di un castello, da cui proviene il nome di *Su Sciusciu*, che nella lingua locale significa 'rovina'. Questa collinetta ha preso la sua forma conica per l'accumularsi di tutti questi frammenti che ne costituiscono il mantello esterno; la sua altezza è di 1865 metri. Confesso sinceramente che la prima volta che visitai questa montagna, nel 1822 (quando stabilii di bivaccare vicino al punto *d* della figura, ma cento passi più in basso), fui sorpreso di trovare nello schisto dei frammenti spigolosi dello stesso porfido *a'* che non lontano avevo visto allo stato di filone nello schisto. Avendo avuto occasione di ritornarvi a più riprese, mi preoccupai di completare le ricerche su questa interessante località e riconobbi che lo schisto, che ai piedi dello *Sciusciu* contiene frammenti di porfido, è un caso puramente locale, circoscritto al punto di contatto del talcoschisto (che forma la vera copertura di tutto l'ammasso) col protògino sienitico della montagnetta conica dello *Sciusciu*. Si tratta semplicemente di uno schisto rimaneggiato e compenetrato dalla sostanza rossa feldspatica del porfido che l'avviluppa, come è dimostrato chiaramente dai campioni *A 10, 11, 12* della mia collezione, conservata al Museo Reale di Torino: mi sono sembrati interessanti quanto basta per riprodurli qui sotto.

Il n. 1 rappresenta il campione *A10*, composto dal protògino che forma la massa dello *Sciusciu*: l'ho raccolto alla base settentrionale della collina, a fianco degli schisti. Si osserva questa roccia sienitica *c c c c* avvolgere frammenti spigolosi del porfido rosso *a a a*, che si trova, nel filone *a*, verso il *Bruncu de Spina*; vi sono anche grossi pezzi di schisto *b*. Tutti i frammenti conservano gli spigoli molto vivi, né smussati né arrotondati: ciò prova che provengono da un posto vicino. È molto probabile che i pezzi *a a a* di porfido rosso appartengano ad un altro filone situato lì vicino e mai venuto alla luce.

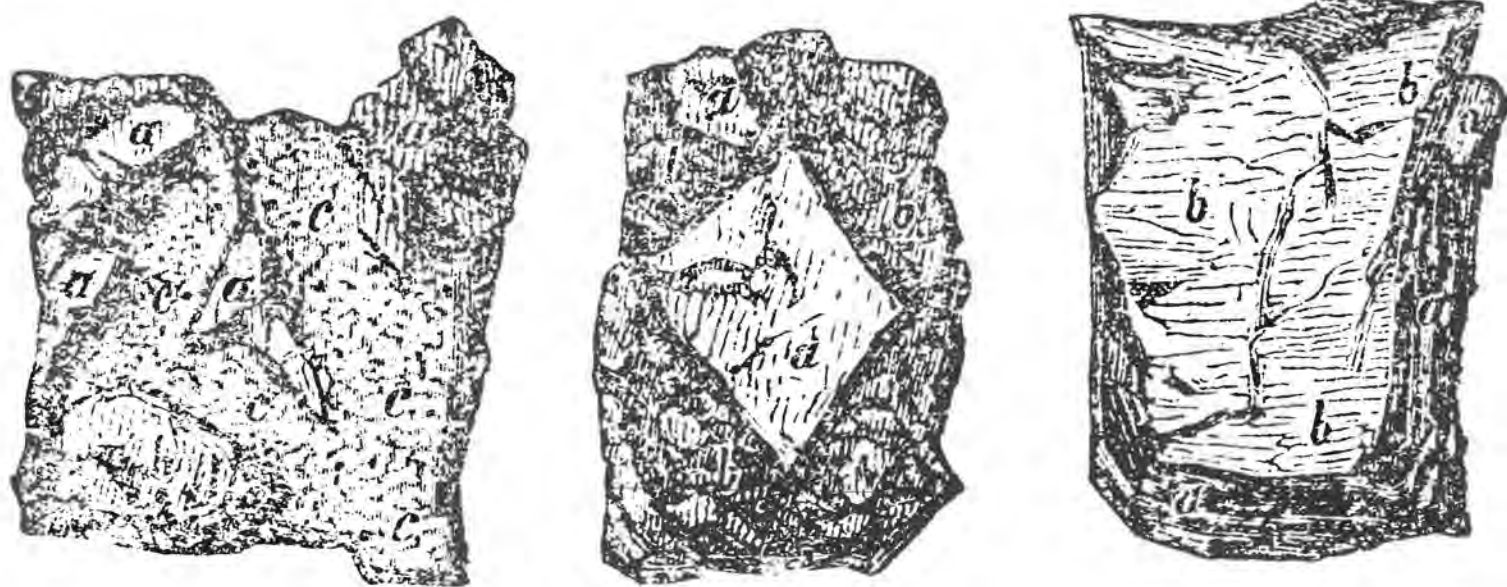
Il n. 2 è la riproduzione di un campione (*A11*) del mio catalogo; anche qui si vedono frammenti spigolosi dello stesso porfido rosso *a a*, inseriti nel talcoschisto contrassegnato *b b*; contiene anche frammenti e noccioli di quarzo bianco, provenienti forse da una massa quarzosa preesistente.

Il n. 3 è la riduzione del campione *A12* e rappresenta un pezzo di talcoschisto formato da strati molto sottili, alternati a fogli schistici ed a una sostanza feldspatica rossa, che sembra essere quella del porfido fratturato ed avviluppato. Sembra chiaro che lo schisto dei due pezzi *A11* e *12* non può essere lo stesso che a breve distanza è attraversato dal filone di porfido rosso e che forma la principale massa di questo massiccio montuoso. Ora, siccome il protògino sienitico, col quale lo schisto si trova in contatto, contiene anche frammenti di porfido rosso, possiamo concludere che questi curiosi fenomeni come la trasformazione del talcoschisto, la presenza in quest'ultimo di frammenti spigolosi di porfido e la penetrazione di materiale feldspatico nello stesso schisto rimaneggiato sono da attribuire alla roccia sienitica che forma lo *Sciusciu*.

Questa località ci dà notizie delle differenti età delle rocce che vi si trovano: per primo viene il talcoschisto, che non oso definire *'primitivo'*, dato che molte ragioni ci costringono a ritenere questa roccia una modificazione degli schisti siluriani; secondariamente si sono avuti filoni di quarzo che attraversavano tali schisti prima dell'apparizione dei porfidi rossi; i frammenti arrotondati di questi filoni di quarzo si trovano nel campione *A11*. In seguito è apparso il porfido rosso *a'* che attraversava a mo' di filone le due rocce precedenti: questo fu spostato tutt'intorno dal protògino sienitico *d*, che formò la collinetta conica di *Sciusciu* e che probabilmente influì sul rilievo di tutta la massa del Gennargentu.

La direzione dei talcoschisti della montagna è molto costante e va da N-E a S-O, ma la loro inclinazione varia come quella delle pendenze, fatto da attribuire evidentemente alla forma di *mantello* che assumono questi schisti, spinti dalla roccia granitica, che sembra averli sollevati anteriormente all'apparizione del porfido rosso. La posizione dello schisto a mo' di mantello si può osservare chiaramente a *Bruncu de Spina*, dove questa roccia, fogliettata e sempre in direzione NE-SO, si inclina verso S-E nel versante orientale ed a N-O nel costone opposto. Partendo dalla vetta, nella discesa verso Aritzo, lo schisto continua sempre nella stessa direzione, con varie inclinazioni.

Quando si giunge al colle che conduce a Dèsulo, prima di prendere la piccola salita per cui passa la strada che in seguito discende verso Aritzo, si ritrova il grande filone di porfido anfibolico già citato nelle pagine precedenti in cui parlavo

Fig. 2

Gli originali fanno parte della collezione regalata dall'Autore al Museo reale di Torino.

dell'ascensione al Gennargentu: questo è incassato nel talcoschisto. Pensiamo che sia il medesimo filone che costituisce la cima dello *Sciusciu*, dove si vede affiorare; cosicché alle falde occidentali del massiccio appare e scompare; ma tutte le volte che ci si imbatte in qualche burrone lungo questa direttrice, o in qualche gola, la roccia citata vi appare attraverso lo schisto e forma un filone con direzione NO-SE.

La cresta del Gennargentu si prolunga a sud dello *Sciusciu*, fino ad un'altra cima, chiamata *Punta Florisa*, alta 1869 metri. Da qui la montagna discende con un rapido pendio verso la valle del Flumendosa. È probabile che la cresta, che va dallo *Sciusciu* a *Florisa*, sia l'effetto del prolungamento sotterraneo del filone di porfido anfibolico, dato che si dirige nella medesima direzione dei vari punti in cui la roccia sienitica affiora da sotto gli schisti.

Il massiccio del Gennargentu, quindi, si compone di tre cime principali: il *Bruncu de Spina*, lo *Sciusciu* e la *Punta Florisa*. Su queste cime la neve resiste fino alla fine del mese di maggio, o al più tardi fino alla metà di giugno, per riapparire poi alla fine di settembre: in qualche crepaccio, addirittura, si mantiene per tutto l'anno, se è esposta a nord, ma molto raramente. Nel periodo di assenza della neve diventano la dimora preferita di numerosi branchi di mufloni, che ho spesso incontrato durante le mie numerose escursioni su queste montagne; vi si vedono anche volteggiare i gracchi e planare esemplari di *Gypaetus barbatus*.

Il fianco orientale del Gennargentu. Anche il fianco orientale del colosso sardo è formato da talcoschisto. Il ruscello di *Perda 'e Cuaddu* ('pietra del cavallo'), che discende dal colle di *Corr' e Boi*, separa lo schisto dal granito lungo tutta la falda della grande montagna, verso est. Quest'ultima roccia domina verso *Villagrande* e *Villanova Strisàili*, mentre lo schisto continua fino alla periferia del paese di *Arzana*.

I monti *Armidda*, *Tricoli* e *Coadazzoni*, che si possono considerare una serie di piccole catene isolate, formano dei rilievi sul bordo del bacino granitico dell'*Ogliastra*; sono tutti rivolti nella stessa direzione, all'incirca da N, N-O a S, S-E. Questa specie di cerchio schistoso continua ad apparire verso nord, nel prolungamento della stessa linea, lungo la quale sorgono il *Monte Idollo* sopra *Arzana*, il *Monte Isàdili* sopra *Villagrande* e il *Monte Allori* nei pressi di *Talana*. Tutti questi monti, visibili nei vari loro particolari sulla mia grande carta, sono schistosi, circondati da granito o da questo sostenuti. In generale si può affermare che tutto ciò che si trova a est della linea disegnata da queste numerose creste, sempre più o meno della stessa altezza, è formato da granito; nel costone ovest è lo schisto che domina, anche se lascia il posto al granito in parecchi luoghi. In poche parole, l'*Ogliastra* inferiore ed orientale è granitica, mentre l'*Ogliastra* superiore e occidentale è essenzialmente schistosa. I due tipi di terreno sono indifferentemente attraversati da venature di quarzo e da filoni euritici, porfirici e dioritici, dei quali parleremo in un altro capitolo. Non dimenticherò di notare che il *Monte Idollo*, che domina il paesino di Arzana, contiene banchi di calcare grigio semi-cristallino, alternati allo schisto. Questo calcare muta in marmo bardiglio grigio-biancastro, simile a quello di *Mandas* e di *Silanus*, non separabile dai terreni siluriani, come dirò più avanti.

Corr'e Boi. Il luogo, però, in cui l'alternanza del calcare con lo schisto è più apprezzabile è la cima orientale del colle di *Corr'e Boi* (il nome, che significa 'corna di bue', allude alla forma della montagna, che da lontano appare come una depressione affiancata da due cime, che danno appunto l'impressione di un paio di corna di bue. Il passo, ad un'altitudine di m 1271 nel punto più basso, serve da passaggio obbligato per coloro che vogliono transitare dall'Ogliastra al Nuorese, senza passare dalla strada, ben più difficile, di Sìlana), chiamata *Gibinari*, così come potrebbe essere quella occidentale, chiamata *Armaria*, che non ho potuto esplorare. Nella prima il talcoschisto è alternato a venature di marmo cipollino ed a calcare bluastro; il marmo cipollino è giallastro e leggermente micaceo *A3*; il calcare *A4* è talcoso, d'un blu carico, con venature spatiche bianche. Queste rocce si dirigono pressoché come gli schisti di tutto il massiccio, cioè da N-E a S-O, e si inclinano verso N-O. Nelle vicinanze esiste una miniera di piombo, aperta da qualche anno, che si trova incassata in un filone di baritina, in direzione NNE-SSO. Mi limito a queste semplici indicazioni, dato che il compito di questo volume non è quello di trattare dei giacimenti metalliferi sardi, già oggetto di un esauriente saggio da parte dell'ingegnere minerario C. Baldracco (*Cenni sulla costituzione metallifera della Sardegna*, Torino, 1854).

Il professor Fournet, che visitò quella miniera nel 1856, e che volle informarmi delle osservazioni geologiche fatte in quella circostanza, considera gli schisti di tutto quel massiccio nel seguente ordine, dal basso verso l'alto:

«1° Schisto argilloso non fossilifero, poggiante direttamente sul granito, che domina conseguentemente gli altopiani, dove forma le montagne;

«2° Dolòmie e calcari cristallini più o meno schistosi, accompagnati da ardesie, che formano una falda molto spessa, soprattutto al *Corr' e Boi* e nei paraggi;

«3° Schisti silicei micacei, da non confondere con i veri micaschisti e i gneiss antichi, dato che questi si trovano sui calcari, a loro volta poggianti sulle ardesie. Questi schisti, fortemente screpolati, erosi dalle intemperie, sono di un aspetto molto lavorato e coronano la maggior parte dei picchi della zona.

«Questi tre giacimenti di rocce si presentano in una stratificazione perfetta e sono stati sollevati nello stesso momento dalle eruzioni granitiche. Questo singolare sollevamento è subordinato alla formazione del Gennargentu, in modo che, dal costone del *Corr' e Boi* fino a perdita d'occhio nella stessa direzione, è possibile vedere tutti gli strati sistemati nello stesso modo: gli schisti argillosi nelle cavità e quelli silicei sulle cime, specialmente nelle due 'corna' del *Corr'e Boi*».

Dopo aver oltrepassato il passo per dirigersi verso Fonni, si segue ancora per un po' il terreno schistoso, alternato sia con il calcare, sia con una specie di grovacca violacea, che io suppongo sia una roccia siluriana modificata. Comunque sia, è il granito che domina quasi esclusivamente e forma pressoché interamente il suolo di Fonni e di Mamoiada; ma gli schisti cristallini continuano a mostrarsi verso est, dove tra poco li ritroveremo.

Gli schisti galluresi. L'unico lembo schistoso che io abbia individuato sulla costa gallurese si trova nell'istmo che separa *Capo Figari* dall'isola madre; in quella zona la roccia assume un aspetto micaceo e passa poi ad una specie di gneiss, che forma uno strato intermedio tra il granito e la dolomia di Capo Figari. Si tratta dapprima di una pegmatite leggermente micacea, a grossi elementi *A5*, e su di essa uno strato molto fogliettato di una specie di gneiss quarzoso *A6*, che, a sua volta, è a contatto con la dolomia, cioè con la parte inferiore del terreno cretacico: questo ha una direzione costante da N 10° O a S 10° E, con una forte inclinazione verso E 10° N. Offrirò una sezione di questo terreno nel capitolo V, riservato ai terreni cretacici (vedi Capo Figari, *figure 40, 41*).

Nella stessa zona, nei pressi di un'ansa granitica chiamata *La Marinella*, vi è il passaggio dallo schisto al gneiss ed il suo divenire micaceo: si forma come un filone verticale nel granito, in direzione NNO-SSE, che sembrerebbe sollevato dal granito che l'avviluppa. In altri punti, non molto distanti, lo schisto diviene anfibolico e si fonde quasi col granito e la pegmatite, che costituiscono la totalità delle rocce della Gallura. Alla Marinella tutti questi terreni sono attraversati da filoni di quarzo bianco, la cui direzione mediana è sempre da N, N-O a S, S-E, mentre il granito, o piuttosto la pegmatite, vi mostra una specie di stratificazione o, meglio, una falsa sfaldatura in direzione NO-SE.

La costa orientale. Ritornando sui nostri passi lungo la costa orientale, dopo aver percorso un terreno esclusivamente graniti-

co, abbiamo ritrovato gli schisti cristallini a *San Teodoro d'Ovoddè* e quindi a *Ottiolo*. Non lontano dal capo che porta questo nome, di fronte alla chiesa di *Sant'Anna*, queste stesse rocce formano, a circa un miglio dal mare, i pericolosi scogli dei *Pedrami*, dei quali avremo occasione di riparlare nel V capitolo. In località *La Caletta* e a *Santa Lucia* lo schisto diventa molto granitifero e in quest'ultima località si dirige da N-E a S-O con inclinazione NE; sulla strada diretta che porta da *Posada* a *Siniscola* questa roccia è quasi sempre diretta da E 30° N a O 30° S e così continua ad apparire fino al *Capo Comino*, che è granitico. Da *Siniscola* a *Orosei*, sulla strada che costeggia il mare, appare lo schisto cristallino attraversato, assieme al granito, da grandi e numerosi filoni di quarzo; passa poi ad uno schisto micacico ed anche ad una specie di gneiss. Tra il paese di *Siniscola* e il *Monte Remule*, di base granitica, lo schisto forma delle colline basse e arrotondate. La direzione delle fogliettature va da E 15° N a O 15° S. La parte superiore del monte è schistosa così come le piccole insenature di *Cala Ginepro* e *Cala Liparotta*.

Dopo aver attraversato i golfi di *Orosei* e di *Dorgali* ed avere doppiato il Capo di *Monte Santo*, si ritrova lo schisto granitifero sotto grandi masse di calcare cretacico, che formano le falesie del capo: qui lo schisto diviene leggermente quarzoso. In genere la direzione è NE-SO con inclinazione verso S-E.

Ora, se ci allontaniamo un poco dalla costa, seguendo la massa dei monti che la dominano, vediamo che gli schisti di *San Teodoro d'Ovoddè* e di *Ottiolo* si estendono verso ovest e costituiscono l'imponente massiccio del *Monte Nieddu*, interessante per le sue foreste pressoché vergini.

È la stessa roccia che forma il suolo del territorio di *Lodè*; si vede soprattutto sulla direttrice del torrente che da *Onanì* si dirige verso nord per entrare quasi perpendicolarmente nel *Rio di Posada*. Il primo di questi due corsi d'acqua separa la base N-O del *Monte Alvo* dal grande altopiano granitico di *Bitti*, dove si trovano le sorgenti del *Tirso*; scorre per parecchie miglia da sud a nord, sullo schisto ed il granito, con il primo costantemente a destra ed il secondo a sinistra. Si tratta di un fatto analogo a quello già citato in riferimento al corso del fiume *Riu Perda 'e Cuaddu*, che dal *Corr' e Boi* va verso sud.

I monti di *Lula* e di *Orune*, così come una parte del territorio di *Bitti* e anche di Siniscola, sono formati da schisto, spesso talcoschisto e qualche volta micaschisto. A *Lula*, ai piedi del *Monte Alvo*, ho osservato questi schisti dirigersi da N-E a S-O, e anche un filone di antimonio che, attraversandoli, va da N-O a S-E. In queste zone, sempre negli schisti, si trovano numerosi filoni metalliferi che si dirigono in varie direzioni: alcuni a N 10° O; un altro, chiamato *Gossura*, inclina di 80° verso ovest; quello dell'*Argentiera* a N 40° O; altri, infine, si avvicinano alla direzione E-O. Tuttavia conservano, in generale, la direzione delle rocce cristalline, cioè NE-SO. Occorre ricordare che questa direzione non deve necessariamente essere la stessa che corre lungo la catena calcarea del *Monte Alvo*.

Gli stessi schisti si ritrovano presso la cappella di *Nostra Signora d'Itria*, presso *Galtellì*, ed hanno una direzione N 10° E - S 10° O; si vedono ancora sotto il castello, come diremo a suo tempo. In questa regione lo schisto passa alla fillade e in qualche caso acquista l'aspetto di una roccia siluriana.

Questi stessi schisti di cui si parla fanno una loro apparizione tra il granito e la dolomia cretacica del monte di *Oliena* e continuano a mostrarsi sul granito in territorio di *Orgòsolo*, formando la massa principale del *Monte Novo* e del *Monte Fumau*, che sono ricoperti da un deposito giurassico-magnesiaco, come vedremo in seguito. Gli schisti del Monte Novo vanno in direzione NO-SE, con inclinazione N-E.

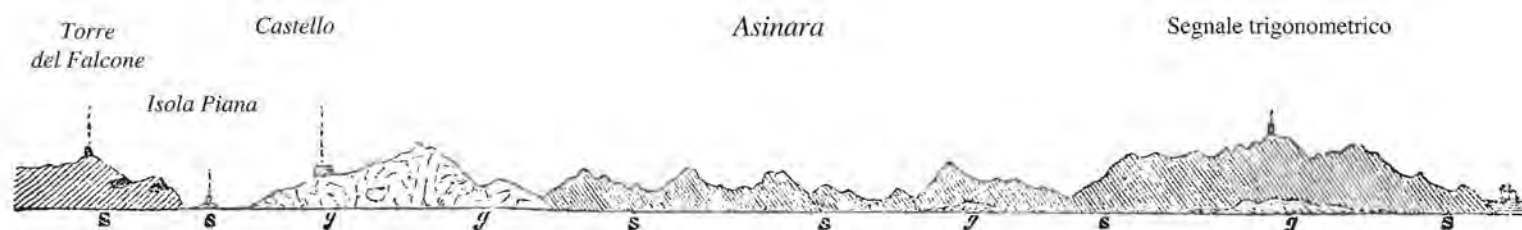
La montagna di *Sìlana*, attraverso la quale si passa direttamente da Dorgali a *Urzulei*, è anch'essa in gran parte schistosa. Dopo aver oltrepassato la cappella di *Sant'Anna* si osserva un'alternanza di talcoschisti e di cipollino, come a *Corr' e Boi*, ma qui lo schisto diventa leggermente micaceo ed il cipollino assume una colorazione verdastra *A8:* gli strati sono rivolti in direzione da O, N-O a E, N-E. Gli schisti di questa regione ricoprono il granito e sono ricoperti a loro volta da uno spesso strato di calcare cretacico.

Il talcoschisto che lasciammo ai piedi del Gennargentu, verso Tonara, dove forma il monte di *Gennaflores* ('la porta dei fiori'), continua in territorio di *Gavoi* e *Ovodda* e si spinge fino ai pressi di *Mamojada*, dove il granito appare dappertutto in gran quantità; ma continuando verso nord, sempre lungo questa linea, lo schisto cristallino cede il posto allo stesso granito, per poi scomparire del tutto.

Più a occidente si eleva un monte isolato, chiamato *Monte Ghìrghini* o *Brighini*, di cui parleremo nel capitolo seguente. Proprio su questo monte ho raccolto i campioni *A9* e *A10* del catalogo, trovati tra le rocce cristalline: li ritenni modificazioni di terreno siluriano. Altrettanto si dica dei pezzi *A11* e *A12*, provenienti dal *Monte Rasu*, i cui schisti sono da ricondurre a quelli di *Silanus*; questi ultimi, che sono macliferi e accompagnati dal bardiglio, saranno descritti nel capitolo II, al quale rinvio il lettore.

Gli schisti del Nord-ovest. C'è un motivo plausibile per rinviare al capitolo seguente anche l'indicazione dei micaschisti che formano la parte settentrionale della *Nurra* e quasi tutta l'isola dell'*Asinara*, dato che queste rocce sembrano passare leggermente agli schisti del gruppo meridionale della Nurra, da me catalogati fra i terreni paleozoici. Mostriamo di seguito, *figura 3*, una sezione completa dell'isola dell'Asinara e del *Capo Falcone*, presa dal mare.

Gli schisti di Capo Falcone sono micacei e fogliettati; la loro

Fig. 3

s, schisti micacei; *g*, granito

direzione generale è NO-SE e sono fortemente inclinati verso S-O. Sono molto tormentati e attraversati da numerose vene di quarzo, che sembrano avere un andamento analogo a quello degli schisti. Questi formano due isolotti che si trovano fra Capo Falcone e l'isola dell'Asinara: il più piccolo si chiama *Pelosa* e il più grande *Isola Piana*. Quest'ultima è chiamata così anche per la sua quasi perfetta orizzontalità e la sua minima elevazione rispetto al livello del mare, che non supera i 5 metri nel suo punto più alto; nella prima si trova la torre che ha lo stesso nome dell'isolotto.

Ma appena si attraversa il piccolo canale che separa l'Isola Piana dall'Asinara, si giunge d'improvviso ad un terreno granitico, che forma, nei pressi di *Fornelli*, un monte isolato, sul quale è costruita una fortezza non ultimata, chiamata il *Castellazzo*. Un po' più verso nord ci si ritrova nel micaschisto, che ha una inclinazione completamente inversa rispetto a quella di Capo Falcone. Questa differenza, ben avvertibile grazie alla presenza del granito, considerato come massa sollevante, si vede perfettamente quando, navigando nei paraggi, ci si trova ad una sufficiente distanza dalla costa perché lo sguardo possa cogliere tutti questi luoghi in un sol colpo d'occhio. Da questo punto abbiamo ripreso la sezione della *figura 3*.

A dire il vero, il granito occupa solo una piccola parte del territorio dell'Asinara e vi forma una specie di penisola a sud; è il micaschisto che vi domina e che passa ad una specie di gneiss nella località chiamata *la Reale*. Queste rocce si trovano in contatto con la pegmatite che diventa in qualche modo schistosa essa stessa. È composta da grossi elementi, con cristalli di tormalina *A11*. Dalla torre di *Trabucato* fino all'estremità settentrionale di questa lunga isola il micaschisto passa al talcoschisto, che affiora nel punto più alto dell'isola. Questo punto, sul quale io sistemai il mio segnale trigonometrico, ha un'altezza di 395 metri: si chiama *Punta della Scomunica* (la tradizione locale riferisce l'origine del nome ad un esorcismo fatto in questa località da un sant'uomo contro le cavallette che la devastavano. Alle parole dell'esorcista, tutti questi diabolici animali si sarebbero gettati in massa nel mare vicino. Questa era la credenza della guida che mi accompagnò nella prima escursione sulla cima, dove fui obbligato a rimanere ben 15 giorni durante le operazioni trigonometriche. Queste furono continuamente avversate dalla nebbia, contro la quale avrei volentieri fatto ricorso ad un altro esorcismo, per poter finalmente distinguere i segnali dei dintorni di Bonifacio, in Corsica, e del monte Limbara; mi interessava vederli proprio da questo punto che ne dista circa 80 km).

Vicino alla *Cala d'Olivo* gli schisti passano ad una specie di gneiss con direzione circa E-O e inclinazione N; non lontano da lì, in località *Cala d'Arena*, queste rocce si trovano in contatto col granito o con la pegmatite e prendono in questo punto la direzione NNO-SSE, che è all'incirca quella di tutta la parte schistosa del massiccio settentrionale dell'Asinara.

CAPITOLO SECONDO

PRIMA PARTE

Rocce siluriane - Gruppo occidentale

Le montagne del Sud. La prima massa di terreno siluriano che si incontra nel meridione della Sardegna, verso ovest, è quella del *Monte Santo* di *Pula*. Quando si sale su questa montagna, che si trova a occidente del villaggio, dopo avere abbandonato il terreno alluvionale della pianura e quello granitico che forma la base del monte, si giunge ad un calcare nerastro, associato ad una quarzite schistosa e molto alterata. In qualche punto questa roccia assume l'aspetto schistoso e contiene della grafite; altrove si presenta sotto forma di calcare granuloso, sub-cristallino, alternato a sottili strati di roccia silicea che passa qualche volta alla pietra lidia. La stratificazione è ondulata: scalando il monte la si può seguire per un certo lasso di tempo. La linea di congiunzione tra il granito (ovvero tra la pegmatite a piccoli grani) e le rocce stratificate è molto irregolare e sinuosa; si potrebbe affermare che la pegmatite fora sotto forma di dicco la massa sovrastante. E quando si attraversano alternativamente le due rocce, seguendo il sentiero, che è molto tortuoso, si potrebbe pensare che le rocce stratificate si alternino con la pegmatite, cosa che in realtà non avviene.

Il calcare in oggetto è di colorazione grigio-nerastra (*B2*) per trasformarsi, poi, in cima al monte, in un altro calcare di colore più scuro e di maggiore compattezza, nel quale ho individuato diversi punti spatici bianchi, altrove abbastanza rari, dovuti probabilmente a resti organici (*B3*). Su un banco di roccia simile si trovano le rovine della chiesetta di *San Michele*, sulle quali sistemai il mio segnale trigonometrico, a un'altitudine di 877 m. (Un fatto curioso: nella costruzione della chiesa sono state utilizzate non solo pietre di pegmatite e calcare siluriane che si trovano sul posto, ma anche pietre squadrate del grès quaternario di cui son fatte quasi tutte le case di Pula, e che sono state evidentemente prese dalla riva del mare).

A due terzi dell'altezza del Monte Santo, cioè a 629 metri, è stato iniziato uno scavo per l'estrazione della galena dalla roccia calcarea *B2*, che attualmente dovrebbe essere in abbandono. Generalmente gli strati di schisto e di calcare del monte sembrano dirigersi da N 65° O a S 65° E. Queste rocce formano il versante settentrionale del Monte Santo e di tutta la catena di cui fa parte.

Discendendo dalla vetta e percorrendo la cresta in direzione N-E, prima di ritornare verso Pula, si incontrano nuovamente gli schisti e poi il calcare nerastro che si prolunga per vasto tratto, formando le grandi masse dirupate della parete a sinistra del vallone, verso il paese. Il granito appare sempre nel fondo dei burroni, dimostrando chiaramente che il calcare forma solamente uno strato superficiale. Lo stesso calcare è metallifero e contiene piombo e ossido di ferro. Quasi alla base della discesa si trova un filone di quarzite incassato nel granito, in direzione N 10° O. Nel fondovalle, gli schisti appaiono fino in basso e sono incastonati nella roccia granitica.

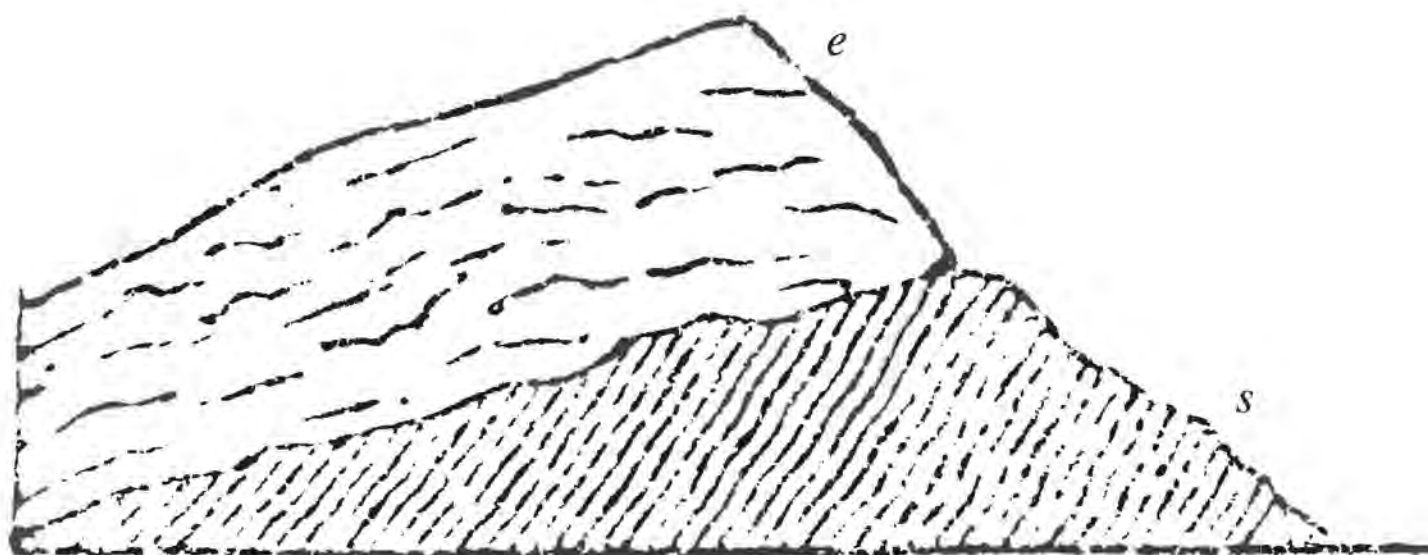
'Sa Stidiosa'. Uno dei punti geologicamente più interessanti per lo studio di queste rocce è senza dubbio la valle detta *Sa Stidiosa*, a N-E di Pula, a due ore di strada dallo stesso paese. Siccome l'amico De Vecchi ne ha fatto uno studio particolare molti anni dopo di me e su mia preghiera, credo sia più conveniente sotto ogni aspetto trascrivere le note da lui registrate sul diario, all'epoca della sua escursione. Le cito testualmente:

«La piccola catena unita al *Monte Santo* (verso est) e che si stende parallelamente al mare è euritica e granitica». (De Vecchi intende per roccia euritica una varietà di pegmatite, che si incontra spesso nell'isola, quasi sempre allo stato di filone e che è una via di mezzo tra la pegmatite porfirica e il porfido rosso).

«All'altezza di *Sarroc* la catena è interrotta, quasi tagliata longitudinalmente da una valle stretta e profonda, incassata tra pareti di eurite quarzosa di origine chiaramente eruttiva; l'unione e l'analogia di queste rocce con quelle che costituiscono l'ossatura dei monti vicini fino a Monte Santo sono manifeste. In questa valle scorre il *Rio Mannu* ('grande') in direzione N 75° O, che sfocia di fronte alla torre dell'*isola di San Macario*, nelle vicinanze di Pula.

«Nell'entrare nel vallone ci si accorge che i fianchi e lo stesso fondo sono formati da una successione di rocce quarzose a base di selce nera [che secondo me è una specie di roccia lidia, di cui esiste un campione nella collezione, col numero *B4*. *N.d.A.*]; la stratificazione di queste rocce è molto chiara e con varie direzioni, tra le quali predomina quella N 70° E con inclinazione verso N-O. Come mai un deposito di origine sedimentaria si trova così stranamente faccia a faccia con le rocce eruttive? Senza dubbio l'azione di sollevamento prima e l'apparizione delle rocce eruttive, poi, lo hanno

ridotto e alterato così. Sembrerebbe che l'eurite si sia riversata su questo terreno stratificato, come dimostra la sezione qui

Fig. 4

s, terreno siluriano; *e*, eurite.

sotto, perpendicolare al fondovalle.

«Più ci si addentra in questa valle, più essa acquista un aspetto aspro e selvaggio: le pareti sono nude e a picco e sembrano quasi minacciare l'audace mortale che ha l'ardire di penetrare in questa solitudine. La gola, almeno nel punto in cui è più stretta, ha preso il nome di *Sa Stidiosa* (che corrisponde alla parola italiana 'stillicidio') senza dubbio per l'acqua che sgorga in abbondanza dalle fessure delle pareti.

«Continuando il cammino nel letto del torrente, scavato in un canale pieno di precipizi e rocce bagnate dalle sue acque spumeggianti, ho sempre calpestato rocce silicee, spesso screziate e di chiara origine sedimentaria. È impossibile non ritenere questi terreni rocce stratificate, molto alterate e modificate nella loro composizione minerale, così come è difficile trovare un posto pittoresco come questo. Sono valloni dai pendii ripidi e profondi allo stesso tempo, dai quali sgorgano dei torrenti impetuosi, e dominati da cime dirupate e piene di precipizi, con guglie frastagliate e slanciate, come a minacciare il cielo; tutto è circondato da scure e fitte foreste e percorso in una totale solitudine e da un assoluto silenzio.

«Una faticosa salita di tre ore mi condusse all'estremità superiore della valle, dove girai subito a destra per costeggiare una specie di altopiano, chiamato *La Pianedda*, dove termina la salita e comincia la discesa verso *Orri*. Passai tra le due cime *Leonargiu* e *Gilladas* e iniziai a discendere per un sentiero molto scosceso, aperto nella quarzite schistosa, sgretolata in pietroni instabili sulla scarpata della montagna. Qui non si tarda però a ritrovare rocce stratiformi compatte che si prolungano come quelle della *Stidiosa*. Infine, ecco apparire un granito come quello di *Monte Santo*, così da ritrovare qui la stessa successione di rocce che si vede nelle località vicine. Il ruscello che dalla Punta Gilladas va verso Orri scorre nel granito, che è attraversato da numerosi filoni di quarzo con direzione N 20° O».

Ho ritenuto giusto riportare fedelmente le note di De Vecchi sulla sua escursione alla Stidiosa, fatta su mio invito; io avevo visitato la stessa valle nel 1822, ma mi interessava averne una descrizione più dettagliata, dato che in pochi altri posti della Sardegna ci si può fare una idea così chiara dei rapporti esistenti tra la parte inferiore dei terreni siluriani sardi e le rocce che li hanno sollevati e modificati.

'Perdasterri' e Punta Sèvera. Se, subito dopo Monte Santo, ci si dirige verso ovest, dopo aver attraversato un breve spazio di terreno granitico ci si trova in una località chiamata *Perdasterri*, dove esiste un calcare grigiastro, molto cristallino, in banchi abbastanza potenti, *B4*. Lo si trova soprattutto nel punto chiamato *Mensa de s'Orcu* ('la tavola del gigante'). Questo calcare sembra aver subìto una forte cristallizzazione a causa della vicinanza del granito, che lo ha sollevato e modificato. Esso si dirige all'incirca da N a S, con una forte inclinazione verso E. Proseguendo la salita verso la vetta più elevata, si cammina sempre su calcare cristallino fino a quando ci si avvicina al punto culminante, chiamato *Punta Sèvera*, dove si trova il mio segnale trigonometrico, a 983 metri di altezza. Alle pendici della vetta, verso sud, non lontano da una bella fontana, il calcare in questione si trova alternato a rocce quarzose a strisce, che ritroveremo in un giacimento analogo a *Capo Teulada*, vicino al mare. La sommità, dove si trova il segnale di *Monte Sèvera*, è schistosa e si compone di un talcoschisto grigiastro, leggermente argilloso, del tutto identico a quello che incontreremo nella maggior parte delle località vicine.

Ho ragione di credere che gli schisti ed i calcari del Monte Sèvera, nei quali non abbiamo avuto la fortuna di trovare dei fossili, non facciano parte del sistema siluriano, che forma la maggior massa dei gruppi di montagne della Sardegna sud-occidentale. Andando dal Monte Santo verso la Punta Sèvera, ho inutilmente cercato un luogo chiamato *Crapit 'e Pepe Murgia*, dove, secondo l'indicazione di una persona degna di fiducia, avrebbe dovuto trovarsi una roccia calcarea con delle conchiglie fossili. Il defunto canonico Brau di Iglesias mi ripeteva spesso che, trovandosi ad una battuta di caccia grossa, durante una sosta era rimasto sorpreso di essersi seduto su delle conchiglie fossili in un luogo così alto e così lontano dal mare. Ricordo questo fatto nella speranza che tra le persone che visiteranno questa località ci sia qualcuno più fortunato di me. A me è impossibile, del resto, distinguere questi terreni da quelli di

Gonnesa e di *Flumini Maggiore*, dove i fossili siluriani non sono per niente rari.

Negli strati schistosi e calcarei ai piedi meridionali della Punta Sèvera si trova del minerale di ferro con epìdoto, aploma e granato *a***1*, intercalati nella roccia a strisce.

Da Cala d'Ostia a Domus de Maria. Se da *Pula*, invece di dirigersi verso il Monte Santo, si costeggia la base del monte, vicino al mare, si trova subito alla *Torre di Cala d'Ostia* un calcare siliceo, grigiastro, che ha una grande analogia con quello che a *Silius* contiene dei fossili siluriani; quello di Cala d'Ostia non ne porta alcuna traccia e passa allo schisto, a volte talcoso, a volte micaceo. Quest'ultimo si ritrova alla *Torre di Pixini*, dove è molto cristallino *(B5)* e soprattutto a quella di *Malfatano*, dove acquista le sembianze dello gneiss: qui gli strati sono molto inclinati a S-E e si dirigono da N-E a S-O.

Lungo la strada che conduce da Pula al villaggio di *Teulada*, si passa per un altro ben misero paese, chiamato *Domus de Maria*; si trova, prima di giungere a quest'ultimo, una successione di rocce quarzose a strisce, analoghe a quelle della Stidiosa e della Punta Sèvera; solamente sotto Domus de Maria la quarzite si trova in banchi più spessi, assumendo talvolta una colorazione grigiastra, che la fa sembrare a prima vista del marmo bardiglio.

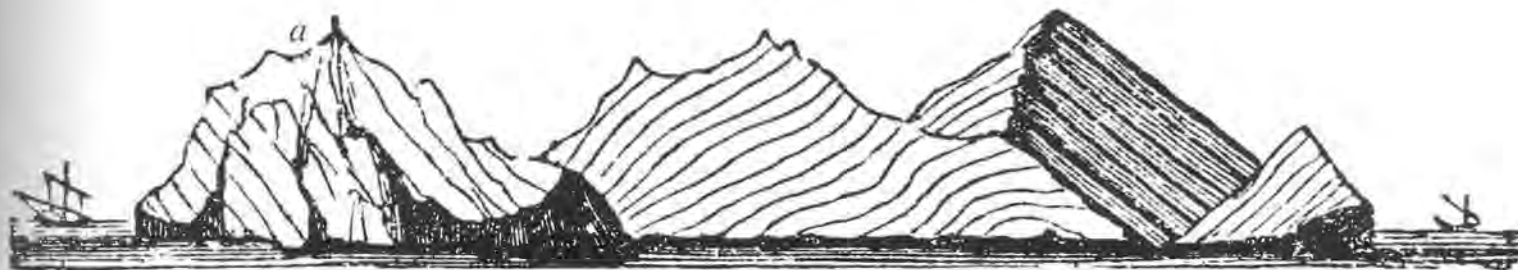
Mi riservo di parlare di questi terreni nel capitolo X, dedicato alle rocce granitiche, nel quale indicherò i mutui rapporti esistenti tra queste rocce, soprattutto in riferimento ai terreni tra Domus de Maria e Teulada.

Teulada. Prima di arrivare a quest'ultimo paese, in fondo alla discesa, si trova una roccia di un colore grigio scuro, con molti punti neri: si tratta di una varietà di leptinolite *B11* che si trova intercalata negli schisti e nei calcari e che sembra aver acquistato l'aspetto attuale a causa del metamorfismo. Ritroveremo la stessa roccia a Capo Teulada e a *Monte Linas*, dove si lega agli schisti macliferi, a fianco dei quali si trovano schisti neri con tracce di graptoliti.

Il paese di *Teulada* è edificato su un terreno in cui domina un talcoschisto cinerino, che passa allo schisto argilloso *B10*. Andando da lì verso il mare si trova, a sud, una montagna calcarea; poi, avanzando verso il porto, cioè verso la *Torre del Budello*, appare sulla destra un'altra montagna calcarea. Presto la quarzite si alterna con lo schisto argilloso ed anche col calcare; quest'ultimo, a *Monte Lapanu*, assume una struttura granulosa e diventa in qualche modo friabile sotto la pressione delle dita, come quello che avrò occasione di segnalare nella valle di *Oridda*, vicino a *Domusnovas*.

Percorrendo la valle che da Teulada conduce al porto, si vede che il granito forma praticamente la parte occidentale del golfo e lo schisto quella orientale: in altre parole, lungo la strada si hanno il granito a destra e gli schisti a sinistra. Il terreno granitico domina, mentre lo schisto è meno frequente: si ripete quello che abbiamo visto a Monte Santo e a Monte Sèvera.

Dopo aver oltrepassato le pendici del Monte Lapanu in direzione delle *Torri di Porto Scuro* e di *Calapiombo*, si ritrovano gli schisti, sconvolti e modificati dal granito e da una roccia euritica assimilabile a quella della Stidiosa, che compaiono al di sotto. Queste stesse rocce formano l'altura sulla quale sorge la torre di Calapiombo. Passando ai piedi delle due torri, in direzione sud, lungo un istmo molto stretto, si può fare una deviazione verso *Capo Teulada*, notevole per la posizione, per la forma e per il dirupo pressoché verticale a picco sul mare; ma soprattutto per la torsione delle rocce, di cui pubblico qui sotto uno schizzo, buttato giù in tutta fretta dal mare.

Fig. 5

a, segnale trigonometrico di Capo Teulada.

È difficile salire sul promontorio dalla parte di terra ed è impossibile arrivarvi dalla parte del mare. Il punto più elevato, dove sistemai il mio segnale trigonometrico, ha un'altezza di 224 m; le sue rocce sono le stesse di Monte Santo e della Punta Sèvera, di cui il Capo Teulada non è che il prolungamento da N-E a S-O. In una località chiamata *Aresi*, o meglio *Punta Aresi* (che non bisogna confondere con un'altra località dello stesso nome, che si trova più a nord nella piana del *Sulcis*), si vede il calcare sovrapposto al granito divenirvi granuloso, come al Monte Lapanu. Più a sud-est, in una caletta chiamata *Cala Aragosta*, il calcare è schistoso e di colore grigio scuro *B6*; vi è accompagnato da una leptinolite a punti nerastri *B8*, analoga a quella già segnalata vicino a Teulada, dalla parte di Domus de Maria. Più lontano, nella parte orientale del capo, si trova *Cala Galeotta*, dove si vede un calcare bianco-giallastro, di struttura cristallina *B7*, alternato ad una euritina talcosa quasi compatta *B9*, di cui non potei prendere campioni di forma regolare. Questa roccia, sempre di frattura angolare, è ricoperta di dendriti ferruginose. Il terreno circostante manifesta la presenza di un filone di ferro in questa località.

Anche il contrafforte che si dirige da *Santa Lucia di Teulada*, in direzione N-S, verso *Pixinas*, è formato in gran parte da rocce siluriane, dalle quali il granito appare sovente in superficie. Il nuraghe di *Giaragiara*, costruito su una collinetta di questa formazione, poggia su dei calcari grigiastri alternati a schisti.

Se si va dalla chiesa di Sant'Anna, edificata da poco a fianco del *Nuraghe Arriu*, costruito con un calcare di un'epoca forse più recente dei terreni siluriani, si possono vedere gli schisti coprire il granito e prendere una direzione NE-SO; sono inclinati di 40° a S-E e costituiscono la gran parte del suolo leggermente ondulato della piana di Aresi.

Punta Murecci. Più a nord, all'estremità dei rilievi dove abbiamo segnalato la presenza di calcare grigio, nei pressi del nuraghe Giaragiara, si trova una cima appuntita molto notevole, chiamata *Punta Murecci*, che è formata da un calcare bianco-giallastro sporco, molto granuloso, dolomitico e dall'aspetto frammentario. È del tutto simile a quello che descriveremo fra poco nella foresta di *Antas*, verso Fluminimaggiore, che appartiene senza dubbio al sistema siluriano. Il calcare di Punta Murecci è posto in stratificazioni concordanti su schisti grigiastri, argillosi, in direzione NO-SE; comunque, in qualche punto, vanno da N a S, cioè nella stessa direzione della piccola catena di rilievi. Ciò sembra indicare le tracce di un'azione sollevatrice nel senso del meridiano, posteriore a quella che aveva dato ai terreni siluriani una analoga direzione, come vedremo in seguito. A nord della montagna di Murecci, verso il villaggio di Pixinas, la trachite ricopre lo schisto siluriano, che mantiene un andamento generale NO-SE. Qui le rocce, che si trovano pressoché al livello della pianura, non sembrano aver subìto quei sollevamenti in senso N-S, che hanno fatto sorgere la piccola catena in questione. Ritorneremo su questo discorso molto importante nel corso di questo stesso volume. Sotto il Monte Murecci, sempre vicino a Pixinas, si trova una collina detta *de s'Acqua Callenti* ('dell'acqua calda'), formata da un calcare che mi sembra di dover assimilare ad un terreno distinto da quello siluriano e di cui parlerò a proposito del *Monte Zurri* e del *Nuraghe Arriu*, nel capitolo IV.

Santadi. Le rocce siluriane si incontrano quasi senza interruzione ai piedi del versante occidentale di questo gruppo di monti, di cui il Monte Sèvera e il Monte Nieddu sono le cime più centrali e più alte. Il paese di *Santadi* è posato su un terreno formato da rocce schistose alternate a banchi calcarei: questi sembrano in un primo momento andare da N-E a S-O, ma presto riprendono una direzione più decisa in senso perpendicolare, cioè da N-O a S-E. Vicino alla chiesa si può osservare una roccia quarzosa, grigiastra, che in un primo momento si scambia per marmo bardiglio. Ho segnalato una roccia simile presso Domus de Maria e ne vedremo spesso in terreni simili.

Se, dirigendosi verso la frazione di *Nuxis* dopo aver lasciato a destra la trachite di *Monte Murdeu*, da Santadi si percorrono le pendici di altre montagne più alte, le cui punte sono *Sa Mira*, *Monte Fenugu* e *Monte Arquosu*, in linea approssimativa NE-SO, si incontrano generalmente degli schisti e dei calcari siluriani, con nella parte inferiore quarziti a strisce che sono in contatto con rocce granitoidi che affiorano nel fondo dei valloni.

A *S. Pietro di Nuxis* si trova un calcare grigiastro sub-cristallino con filetti rossi, che va in direzione S-O e si inclina a S-E. Esso poggia su uno schisto argilloso che sembra procedere in altra direzione, cioè da N, N-E a S, S-O, con inclinazione E, N-E. Le due rocce, come a Santadi, non sembrerebbero concordare.

Dirigendosi da Nuxis verso il castello di *Siliqua*, lungo una strada poco frequentata, chiamata *Campane Sissi*, che io percorsi con difficoltà nel 1827, si possono osservare gli argilloschisti siluriani, del tutto simili a quelli che a *Gonnesa* e a *Flùmini* contengono dei fossili, che si alternano a grovacche schistose e talcose a grossi grani, con direzione NO-SE.

Da Nuxis gli schisti alternati alle grovacche schistose continuano a mostrarsi fino a *San Nicolò di Narcao*. Il *monte Orri*, che separa S. Nicolò dal castello di Siliqua è formato in parte da una specie di grovacca schistosa, a elementi minuti, micacea e giallastra *B12* con un'andatura all'incirca da est a ovest.

Un po' più lontano, a est, sorgono i monti Arquosu e Latie, dalla base granitica e la sommità formata da rocce siluriane. Il *monte Latie*, sul quale non sono mai stato, si compone di un calcare cristallino dai banchi pressoché verticali, così da assumere un profilo seghettato molto particolare.

San Nicolò di Narcao. Da San Nicolò di Narcao verso Villamassargia si attraversa la piccola catena del *Monte Ueni*, formata da schisti argillosi e talcosi, da grovacche e da calcare: queste rocce sono attraversate da filoni di quarzo e anche, vicino alla sommità, da una specie di diorite, di cui riparleremo a tempo debito. Il calcare si trova soprattutto nel versante meridionale, cioè a fianco di Narcao, dove la salita inizia da una bella foresta. Il calcare diventa poi granuloso e dolomitico e prende le sembianze di quello già segnalato a proposito della Punta Murecci, vicino a Pixinas; descriveremo una roccia simile nella foresta di Antas, verso Flùmini. È utile ricordare che questo tipo di terreno, ovunque lo si incontri, è sempre metallifero: in quello che si trova sotto Narcao e in quello di cui stiamo parlando si trovano i saggi di scavo di *Rosas*, praticati per la ricerca della galena. Generalmente questo calcare si dirige da N-O a S-E, ma ricordiamo che spesso verso sud, non lontano da Narcao, acquista un'andatura N-S. Quest'ultima direzione si può osservare anche negli schisti che s'incontrano tra l'abitato di Narcao e il *giardino Angioy*, vicino a *Pesus*.

Seguendo le falde di montagne siluriane, si giunge ad un'altra borgata, *Perdagius*, dove l'argilloschisto forma la base di quasi tutte le rocce calcaree che abbondano in questi luoghi. Questo schisto è leggermente micaceo e passa ad una specie di grovacca simile a quella del Monte Orri; si dirige da N-O a S-E con inclinazione verso N-E e il calcare che lo ricopre è analogo a quello che si incontra dall'altro lato della grande vallata di Villamassargia e che forma la *Grotta di Domusnovas*.

Nel *Monte de s'Orcu* ('del gigante') lo schisto conserva la stessa direzione, ma si inclina verso S-E; in certi punti acquista l'aspetto di pietra da affilare e passa alla grovacca micacea a piccoli grani. Il monte è formato soprattutto da roccia calcarea, posta sullo schisto e sulla grovacca, con stratificazioni molto concordanti: il calcare in qualche località è a fettucce con striature di un grigio più o meno scuro, come il marmo bardiglio, da me già segnalato in numerose altre località dell'isola.

Vicino a Perdagius il terreno è disseminato di vari ciottoli e blocchi, appartenenti a rocce plutoniche delle vicinanze e a calcari dei dintorni, che hanno subìto varie modificazioni. Tra queste pietre sparse per terra ce ne sono di molto interessanti per la loro colorazione rossa venata di bianco; altre sono grigie venate di giallo-arancione. Ho anche visto, durante un passaggio molto veloce in questi luoghi nel 1827, una breccia calcarea bianca, a frammenti spigolosi di un bianco giallastro di bell'effetto, da cui si potrebbe ricavare qualche opera d'arte. Non ho più potuto più ripassarvi, quindi segnalo questa località all'attenzione delle persone che ricercano il marmo nell'interesse dell'industria.

La fontana di Tané. Aggiungerò che, durante una sosta fatta alla *fontana di Tanè*, tra la chiesa di *Santa Giuliana* e la località di *Corongiu*, tra Perdagius e Iglesias, ho visto dei resti di costruzioni romane adornate con marmi di diverse colorazioni, tra i quali un frammento di cornice di una specie di *rosso antico*: di certo questi materiali non provengono da molto lontano. La colorazione e la struttura cristallina di quei marmi sono dovute probabilmente all'influenza della roccia trachitica e dioritica che attraversa in vari punti il terreno della zona. Nella zona della fontana di Tanè lo schisto argilloso, tendente alla grovacca a grani fini, assume la direzione NO-SE, con inclinazione verso N-E.

Se si va dal giardino Angioy (già *Corrias*), chiamato *Mizzagiusta*, verso la chiesa di *Santa Giuliana* in direzione di Iglesias, si può osservare uno schisto argilloso del tutto analogo a quello di Gonnesa e di Flùmini. Vicino alla chiesa citata, in cima alla salita, si ritrova la roccia calcarea sovrapposta allo schisto, analoga a quella della grotta di Domusnovas dall'altra parte della vallata, ma che sembra avere una diversa direzione rispetto agli schisti sottostanti: si dirige da est a ovest e si alterna con gli schisti, in questo caso della stessa epoca, violacei o grigiastri, e che si trovano prima di arrivare all'altura della fontana di Tanè.

Villamassargia. Se da questo punto, procedendo nella medesima direzione, si volta verso est percorrendo lo stesso rilievo del quale abbiamo descritto la parte meridionale, si trovano gli stessi terreni, formati in gran parte da talcoschisti e argilloschisti, violacei, verdi o grigiastri, alternati a grovacche talcose con del calcare.

A ovest di Villamassargia gli schisti violacei si alternano con un banco calcareo (vicino ad alcuni pioppi); hanno la stessa direzione E 10° N - O 10° S con inclinazione a N 10° O.

Vicino al *Castello di Gioiosa Guardia* e al *Monte Exi*, gli schisti *B13* sono stati modificati dal contatto con le rocce eruttive. Anche nel paese la grovacca è violacea, talcosa ed a grossi grani *B14*.

Ritornando verso ovest vedremo verso *Piolanas* gli stessi schisti prendere la direzione N-S con una inclinazione quasi verticale. I rilievi che dominano la chiesa di *Santa Maria di Brabusi* sono in genere calcarei: vi si osservano degli strati di una specie di quarzite compatta brecciforme *B15*, inseriti nel calcare, che del resto ha una grande rassomiglianza con quello di Santa Giuliana di cui è il naturale proseguimento verso ovest. Il calcare poggia sugli stessi schisti e sulle stesse grovacche. Queste ultime rocce, e soprattutto gli schisti, mostrano diversi colori, ma in genere sono verdastri o color vino: formano la base di tutto il bacino di Gonnesa e dei dintorni. L'andamento generale degli schisti e delle grovacche è da N-O a S-E, con inclinazione verso N-E o S-O. Lo stesso tipo di terreno continua fino alla città di Iglesias, dove forma una pianura leggermente ondulata. Vi si trovano lembi di terreno eocenico contenente lignite.

A 40 metri dalla casa di *Terra Segada*, di proprietà del signor Brau di Iglesias, e prima di arrivare al vallone del *Cannone*, si trova una collinetta coronata da una breccia calcarea terziaria, posata su schisti siluriani violacei; questi, prima di essere ricoperti dalla breccia, erano già stati attraversati da un dicco quarzoso nero, venato di bianco, in posizione pressoché verticale, rivolto da N-O a S-E. Sia che da Terra Segada si vada verso Iglesias attraverso *Santa Barbara di Gennaluas*, sia che si passi da Gonnesa, a occidente di *Monte San Giovanni*, si trova sempre lo stesso tipo di terreno con deposito di lignite, milliolite e cerite, di cui parleremo nel capitolo VI. Ma i diversi bacini dove questo terreno terziario antico si è più o meno sviluppato sono tutti formati da terreni siluriani, alternati alla grovacca schistosa o micacea.

Gonnesa. Se si entra nell'abitato di *Gonnesa* dalla parte di Terra Segada si può vedere una collinetta con una croce in cima (non bisogna confonderla con il *Monte Lisau*, molto più elevato). Mi sono spinto fin là per raccogliere qualche fossile siluriano; in genere si tratta di *Orthis* o di specie di dischi originati da un crinoide, che, a quanto pare, è il fossile più comune da queste parti.

Tutti questi fossili sono aderenti alla pietra che è una specie di schisto argilloso o fillade grigiastra, tendente al giallo; sono avvolti da una sostanza giallastra e ferruginosa *B19*. In questa località gli schisti hanno una direzione N 40° O, che si può osservare in special modo sotto la collina del *Nuraghe de su Visconte*, dove sono poi ricoperti di calcare con millioliti.

Verso sud-ovest, per andare da Gonnesa al *Nuraghe de sa Saracca*, costruito su roccia trachitica, si trova subito un terreno schistoso, fino al ruscello; si incontra anche una grovacca schistosa e talcosa, violacea *B16*, come quella di Villamassargia. Ma, dopo aver attraversato tutto il terreno a lignite ed aver raggiunto il nuraghe, a contatto della trachite si trova una sostanza schistosa, biancastra, pulvirulenta *B17*, che non è altro che la grovacca calcinata per il contatto con la roccia trachitica. Questa si trova lungo la strada scavata, dopo aver oltrepassato i banchi di grès friabile, che formano la parte superiore del terreno con la lignite. È lì inoltre che appare la roccia tufacea trachitica sotto il banco di trachite più cristallina, sul quale poggia il nuraghe.

Sopra Gonnesa si innalza il Monte Lisau, formato da un grande banco verticale di roccia calcarea con direzione N-S, accompagnato da un filone ferruginoso, che sembra ricongiungersi ad un grande filone proveniente dal vicino *Monte San Giovanni*. Gli schisti di questa regione sono anch'essi in direzione N-S. Esaminando il luogo con un po' più di discernimento, è impossibile non accorgersi che la causa che ha dato al Monte Lisau la sua forma attuale deve essere la stessa che ha spinto un grande filone di quarzo attraverso Monte San Giovanni. A contatto di questo, che si compone di quarzo ferruginoso cariato, la grovacca schistosa è stata alterata e si è trasformata in schisto-fillade *B18*.

Questo grande filone va, quasi senza interruzione, dal Monte Lisau al Monte San Giovanni, percorrendo la pianura che separa queste due montagne. Si può vedere a occhio nudo lungo il pendio del Monte San Giovanni, dove forma sulla cima una sporgenza, dove stabilii il segnale trigonometrico, a 393 metri d'altezza. La direzione del filone è costante da nord a sud: gli schisti che attraversa sono anch'essi diretti in questo senso, ma inclinati verso est.

Il Monte San Giovanni. Andando da Gonnesa verso Iglesias, mentre si costeggia il Monte San Giovanni, si trova sempre lo stesso schisto accompagnato da grovacca. Dopo aver abbandonato la strada che conduce a *Fontana Mare*, se si segue la nuova strada reale si cammina sempre su un terreno schistoso con un andamento in generale da N-O a S-E, con inclinazione a S-O; ma al di sopra di questi schisti si elevano grandi banchi calcarei che formano la montagna di *San Giovanni di Gonnesa*.

Questa è tutta perforata da antichi pozzi, il cui scavo probabilmente risale al periodo della dominazione romana o anche di quella cartaginese; vi sono anche tracce di scavi fatti dai pisani e dagli spagnoli. In uno di questi pozzi ho rinvenuto una specie di argilla indurita (argilolite), contenente dei cristalli di baritina *B20*. Non è mio compito descrivere minuziosamente questa montagna dal punto di vista dei metalli: mi limiterò a dire che la massa calcarea che ne forma la parte superiore mi è parsa trovarsi in stratificazioni discordanti con gli schisti sottostanti. Numerosi filoni di barite e di quarzo attraversano le due rocce da N-E a S-O, con inclinazione a S-E, cioè perpendicolarmente alla direzione degli schisti.

Monte Poni. Seguendo sempre la nuova strada, ci si trova, prima di giungere ad Iglesias, in corrispondenza del lato meridionale della miniera di *Monte Poni*. Lungo la strada stessa, si trovano degli schisti satinati e a strisce, verdi e violacei, di bellissimo aspetto (*B21 bis*). Anche al di sopra della miniera questi stessi schisti sono di un colore grigiastro o di un verde pallido: passano alla fillade e contengono delle cavità che a prima vista mi hanno fatto pensare a orme di fossili *B21*.

Sugli stessi schisti posa la roccia nella quale è stata scavata la miniera di Monte Poni, che da circa un secolo è oggetto di regolare sfruttamento: essa si trova a circa un chilometro dal capoluogo della provincia, ad un'altitudine di 234 m.

La roccia nella quale è scavata la galleria principale, che è anche la più vecchia, è un calcare ferrifero di colore giallastro *B22*, che passa ad un calcare scaglioso semicristallino di colore bianco giallastro, attraversato da piccole venature di un vivo giallo-arancione *B23*. È soprattutto questa roccia che forma in molti punti il muro della miniera; ma lo stesso calcare si alterna con degli schisti contorti in maniera molto bizzarra, tanto che nello spazio di circa due metri compiono cinque o sei zig-zag. Giungendo alla miniera dalla parte di Iglesias, il calcare presenta una sua distinta stratificazione con direzione N 35° O - S 35° E, con inclinazione di 15° a E 35° N. Ben presto, man mano che si sale, il calcare diventa più compatto, più ferrifero, e si riempie di dendriti; più avanti comincia a lasciar vedere qualche indizio di dolomitizzazione, ma l'elemento più importante è che il calcare dolomitico si alterna con il calcare giallo e bluastro, di modo che, oltrepassata la miniera e facendo il giro del monte fino a giungere nel punto dove a ovest si vede il mare, si finisce per trovare una lunga serie di questi calcari. Probabilmente questo fatto si spiega nella maniera che dirò fra poco.

Gli schisti di Monte Poni sono quasi tutti filladici e altrove passano alla grovacca. L'interno della miniera, a mio avviso, è interessante sia dal punto di vista scientifico, sia dal punto di vista industriale: il minerale estratto è una bella galena, in genere granulosa, cioè a piccole sfaccettature, a volte cristallizzata, compatta e senza ganga; si trova sparsa nel calcare di cui parlavamo. A dire il vero, la galena non costituisce dei veri e propri filoni: 1° perché molto spesso essa non è, come abbiamo appe-

na detto, disseminata in una ganga che riempia le fessure della roccia; 2° perché non taglia gli strati della roccia calcarea: si tratta piuttosto di iniezioni di metallo penetrate nello stesso calcare e insinuatesi nelle fenditure delle stratificazioni, con le quali sono concordanti. Potremmo piuttosto chiamarli filoniletto, dato che variano in spessore da pochi centimetri a parecchi metri. Quando rivisitai la zona nel 1847 in compagnia di De Vecchi, esistevano sette centri metalliferi successivi, tutti paralleli ed a poca distanza gli uni dagli altri, compresi in uno spazio di 50 metri: se ne trovano anche quattro in una galleria lunga 30 metri. La presenza di un filone è segnalata da una particolare alterazione del calcare che lo avvolge, che diventa terroso, friabile, quasi pastoso. Seguendo con attenzione queste alterazioni progressive e tagliando la roccia col martello da un metro di distanza dal filone fino al filone stesso, si possono osservare le graduali alterazioni: si passa da un calcare dendritico giallo alla dolomia e a un calcare schistoso con una gradualità quasi impercettibile. Lo spazio occupato dai nuclei e dai fianchi del minerale è indicato dalla pastosità del calcare, che contrasta con la massa tenace e cristallina del resto della montagna.

La galena di Monte Poni contiene bellissimi cristalli di anglesite, di calamina, di cerusite, di zolfo nativo, di baritina e anche di minio nativo in polvere. Nel 1825 vi ho raccolto del carbonato di piombo opaco e compatto di colore rossastro (*B26*), che sembrava essere diventato molto raro nella miniera, e che era sparso in notevole quantità nella discarica. Talvolta il carbonato di piombo si trova associato alla galena *B25*; quest'ultima si trova anche accompagnata dalla baritina *B24*. Un grande filone di quest'ultima attraversa la strada che va da Iglesias alla miniera ed è spesso 7 metri; ha una direzione N-S come il grande filone segnalato in precedenza, che va dal Monte San Giovanni al Monte Lisau, vicino a Gonnesa.

La miniera di Monte Poni è attualmente sfruttata per conto di una società: non entrerò in questo argomento, estraneo alla geologia; aggiungerò solamente che questa miniera, e con essa quella di *Montevecchio*, vicino a *Gùspini*, sono le sole che, a mio avviso, potrebbero avere in Sardegna un avvenire ed una importanza reali.

Iglesias. La città di *Iglesias* è costruita su schisti siluriani, che formano una specie di bacino poco profondo, nel quale si trovano tracce di terreno eocenico con lignite; questi schisti vi sono alternati con un calcare compatto grigio scuro, che si trova nell stessa città (*B27*). Questa stessa roccia assume in qualche punt una tinta più nerastra ed una struttura frammentaria (*B28*).

La più alta montagna dei dintorni di Iglesias è il *Marganai* dove il mio vecchio segnale trigonometrico indicava un'altezz di 915 metri. Vi è anche qui, come al Monte San Giovanni d Gonnesa, una grande massa calcarea sovrapposta agli schisti e alle grovacche, con direzione N 10° O - S 10° E. Anche qui calcare sembra discordare con gli schisti, ma è talmente scon volto, coperto da folti boschi e da macchioni, che mi fu impos sibile rilevarne la vera direzione. Alla base meridionale de monte sono stati fatti saggi di miniera in una località chiamat *Martiada*: vi ho raccolto della galena accompagnata da baritin *B29*. I lavori, poi, sono stati sospesi.

La grotta di San Giovanni. Nelle pendici meridionali de Marganai si trova la notevole grotta di *San Giovanni d'Aqu Rutta*, così chiamata per una chiesetta costruita ai piedi dell montagna, presso l'ingresso della grotta stessa. Il punto pi conveniente da raggiungere per poi recarsi alla grotta è l'abita to di Domusnovas. Entrando nella cavità, si vedono mol mucchi di scorie provenienti dai lavori metallurgici che vi s facevano anticamente; non lontano si trovano le rovine di u grande nuraghe chiamato *Nuraghe Ortu*, costruito interament con una quarzite cariata in blocchi di dimensioni ragguardevo li. Questa quarzite si trova in blocchi isolati anche nello stess paese: è grigia e venata parallelamente di grigio più scuro. prima vista la si può scambiare per del marmo bardiglio. blocchi provengono evidentemente dalla vicina montagna dove si trova la roccia nel suo sito naturale. Nell'uscire da paese verso nord, si segue il corso del torrente che provien dalla grotta e si incontrano dei talcoschisti e degli argillosch sti, accompagnati da una grovacca violacea a grani di medi grandezza (*B30*); qui la loro direzione è NE-SO, con inclina zione a S-E. Si arriva così alla grotta dopo una mezz'ora cammino: essa appare come il disegno qui sotto, che feci co la camera chiara nel 1821.

Per giungere alla grotta da sud, quando ci si trova davanti massiccio che chiude la valle (di cui la figura dà un'idea suff ciente), bisogna innanzitutto attraversare il torrente, che scor spumeggiando tra le rocce cadute dalla montagna e ammassat

Fig. 6

le une sulle altre. In realtà il corso d'acqua non viene fuori dalla grotta, ma da una apertura laterale aperta nella viva roccia, su un piano inferiore a quello dell'apertura dell'antro; così, per arrivarci, dopo aver attraversato il corso d'acqua, occorre scalare per qualche minuto le rocce depositate sul suolo.

L'ingresso della grotta è alto all'incirca 20 metri e largo 40 metri alla base; è chiuso in parte dal lato est da un muro antico edificato con grossi blocchi non cementati, che sembra essere stato costruito dagli stessi abitanti dei nuraghi e che quindi è antichissimo: ha uno spessore di circa quattro metri.

Una scala ricavata nel corpo del muro permette di accedere ad una finestra che, quando la grotta era chiusa da un muro intero, doveva servire per la guardia e per attingere la luce e l'aria per l'interno. Nello stesso muro, verso la parete della grotta, era praticata in origine una porta, come del resto si vede nella stessa figura. Da questo passaggio, per raggiungere il pavimento interno, si deve scendere nello stesso modo col quale si è saliti per arrivare all'ingresso.

Il pavimento è formato da un banco di quarzite grigia, simile a quella delle pietre isolate viste a Domusnovas e al Nuraghe Ortu; la quarzite è venata e striata di bianco e di grigio scuro, così da sembrare a prima vista marmo bardiglio ordinario. Il banco si dirige da N-E a S-O, con un'inclinazione di 30° a N-O. Le pareti ed il letto della grotta si compongono di banchi calcarei sovrapposti alla quarzite e con la quale hanno una stratificazione concordante. Si tratta di un calcare compatto, grigio chiaro, maculato di bianco *B31*, che acquista in qualche punto un aspetto subcristallino.

La grotta percorre sotterraneamente, pressoché in direzione N-S, tutto lo spessore del contrafforte, dal Monte di San Giovanni ai piedi del Monte Marganai, contrafforte che forma lo sbarramento naturale della valle settentrionale. Lo spazio sotterraneo compreso tra le due aperture può essere percorso in circa tre quarti d'ora, quantunque la distanza in linea retta che separa le due estremità a mio giudizio non superi gli 800 o 900 metri ed il percorso non sia per niente tortuoso.

Le difficoltà della marcia dipendono soprattutto dal cambiamento di inclinazione che si incontra spesso e che è dovuto alla presenza di vari banchi di roccia sovrapposti gli uni agli altri e che formano delle barriere che non si possono affrontare di fronte: per superarle bisogna cercare a destra e a sinistra un posto dove si possa salire sul gradone seguente, a volte alto uno o due metri. A questa difficoltà di percorrere la grotta in linea retta ed in piano se ne aggiunge una seconda: ogni volta che si supera uno di questi scomodi scalini e si scende in un piano inferiore della grotta, i piedi urtano contro un'enorme quantità di blocchi e di ciottoli arrotondati, che ricoprono il terreno e infastidiscono chi cammina.

Tutto sta ad indicare che il piano inferiore, oggi del tutto a secco, formava nel passato il letto di un grande torrente, che si faceva strada attraverso i banchi rocciosi della grotta con aperture oggi colmate. Soprattutto verso l'apertura settentrionale, dalla quale arrivavano le acque, ho osservato, lungo le pareti, delle striature longitudinali e dei punti dove il calcare è levigato, il che prova che la grotta serviva da canale sotterraneo ad un grande corso d'acqua che doveva anche essere veloce, se poteva trascinare con sé ciottoli molto grossi ed anche blocchi di un certo volume, appartenenti a rocce estranee a quella località.

Le striature e le zone lucidate si trovano in special modo nella parete dell'apertura settentrionale, contro la quale era stato edificato un vecchio muro, pari a quello visto all'altro ingresso. Siccome penso che queste costruzioni, analoghe a quelle dei nuraghi, ci riportano ad un'epoca molto antica, si può concludere anche che il seccarsi del torrente sia molto precedente al periodo nel quale la grotta servì da dimora agli antichi abitanti della Sardegna. Potrebbe anche darsi che la deviazione delle acque sia stata opera proprio degli stessi abitanti autoctoni dell'isola che costruivano i muri ed i nuraghi.

La larghezza della grotta varia da un punto all'altro: non supera i cinquanta metri dove l'apertura è più strozzata, ma raggiunge anche i duecento nei punti più larghi. Non ho trovato grotte laterali, come spesso succede nelle grotte di altri monti calcarei, sicché questa può essere ritenuta, piuttosto che una grotta naturale, un antico canale sotterraneo che serviva da emissario alle acque della valle superiore.

Nonostante tutte le ricerche fatte nelle dieci o dodici volte che ho visitato questa località (mi piace ricordare, in particolare, quella del 1829 in compagnia dell'allora principe Carlo Alberto; un'altra col compianto marchese Damiano Flores d'Arcais, morto di febbre gialla a Panama nel 1853; e infine quella del 1847 con De Vecchi), non sono mai riuscito a trovarvi tracce di ossa fossili né il terriccio rosso che le avvolge quasi sempre e che accompagna la breccia ossifera di Cagliari. Questo particolare è degno di considerazione.

Ma se la grotta in questione non offre niente di importante per lo studio del regno minerale ed organico, non lascia di interessare chi cerca di farsi una ragione di certi fenomeni naturali offerti dalla natura inorganica. Non perderò tempo a descrivere tutte le forme bizzarre che, nel suo interno, assumono gli strati sottili e successivi depositati dalle gocce d'acqua che cadono ininterrottamente dalla volta calcarea: le forme a colonna, a candelabro, a cavolfiore, le stalattiti pendenti come ghiaccioli o gocce di cera, mammellate o disposte a festoni, che si vedono continuamente durante il percorso, sono gli ornamenti per così dire obbligati di tutti i sotterranei; di conseguenza mi asterrò dal dare via libera all'immaginazione per descrivere tutto ciò che il visitatore di grotte conosce fin troppo bene. Non mi astengo, invece, dal descrivere una specie di deposito di stalagmiti che io ho visto solo qui e che merita di essere segnalato.

Appena terminato di salire e discendere i banchi calcarei interni, che costituiscono la difficoltà principale dell'attraversamento della grotta, e non lontano dalla sua uscita settentrionale, ci si ritrova in un vasto salone il cui pavimento, pianeggiante, è interamente formato da ciottoli mobili: lì le pareti e la volta sono ricoperte di stalattiti e di stalagmiti. Tra queste ce n'è una che forma contro le pareti e sul suolo acciottolato un ammasso di calcare concrezionato, composto da numerose cavità o, piuttosto, di "acquasantiere". Queste, di forma più ellittica che circolare, sono attaccate tra loro su diversi piani orizzontali, in modo che, se si facesse una sezione orizzontale o verticale, se ne taglierebbero parecchie.

Queste cavità sono di grandezze differenti, da un diametro di 50 cm a un metro: sono formate da scaglie o da sottili strati calcarei e imitano molto bene un nido di rondine per la loro forma ed il loro aspetto; in genere sono piene d'un'acqua che ha il sapore dell'acqua piovana poco ossigenata.

L'origine di questa curiosa disposizione delle stalagmiti non è ben chiara. Abbiamo osservato, d'accordo con De Vecchi, che le masse lisce e pulite del calcare compatto nelle parti basse delle pareti delle grotte si ricoprono pian piano di uno strato più ruvido, dovuto al continuo gocciolare dell'acqua calcarea dalla volta. Questo deposito aumenta regolarmente in spessore di modo che la superficie si ricopre di un rivestimento calcareo scabro e pieno di cavità, così da provocare queste forme che ho descritto.

Ciò mi ha fatto comprendere che questa azione continua dell'acqua facilita ancora di più il deposito di calcare, dato che offre una maggiore superficie alla evaporazione e rallenta la velocità dell'acqua che cola dall'alto.

Ma se questa spiegazione è valida per l'estensione successiva del deposito delle stalagmiti, non spiega però la forma concava assunta dal deposito; sono tentato di attribuire quella forma all'effetto dovuto alla successiva caduta della stessa quantità d'acqua nello stesso punto che produce: 1) un vuoto nel luogo dove la goccia colpisce continuamente; 2) un deposito tutt'intorno, pressoché uniforme e circolare, di calcare concrezionato, la cui formazione è dovuta agli spruzzi causati dalla caduta delle gocce sulla superficie dell'acqua contenuta in ogni cavità e passata, per evaporazione, allo stato saturo del materiale che contiene. Si potrebbe obiettare che la forma delle cavità è ellittica, ma bisogna notare che nessuna di esse è intera, dato che il loro sviluppo circolare è interrotto dalla stessa formazione delle altre cavità vicine. Comunque sia, non è facile dare una

spiegazione perché, se si può intendere in questo modo la formazione di queste "acquasantiere", altrettanto non si può fare per le cavità di grande diametro, a meno di pensare che la maggiore o minore dimensione delle cavità sia in relazione con la maggiore o minore dimensione della goccia d'acqua che si stacca regolarmente dalla volta. Ne consegue che la formazione delle cavità così riunite potrebbe essere una conseguenza dello stato della massa calcarea che forma il tetto della grotta e dalla quale cade l'acqua impregnata di materiale incrostante.

Vicino all'ingresso settentrionale della grotta, oltre al resto del muro ciclopico che una volta chiudeva l'entrata come a meridione, sotto la volta naturale e contro la parete orientale si vedono i resti dell'antica chiesetta dedicata a San Giovanni; ma appena si oltrepassa la volta ci si trova nel letto secco di un torrente, al centro di un vallone roccioso molto pittoresco, popolato di elci e di sughere. Nel letto del torrente si trovano gli stessi banchi di quarzite grigia a strisce che forma il pavimento della grotta verso sud: questi stanno sotto ad altri di calcare sempre grigio, che passa in vari punti allo stato cristallino e si alterna a schisti argillosi. Il granito non tarda ad apparire non lontano; generalmente lo si nota sulla riva sinistra del ruscello: va dalla grotta alla valle di *Oridda*. Dal lato opposto vi sono rocce calcaree e schisti, che a volte sembrano assumere un andamento contrario a quello che le stesse rocce mostrano dall'altra parte della grotta.

Quelle incontrate nel fondo di questa valle, cioè nel letto del ruscello, che è quasi sempre asciutto, vanno da N-O a S-E con inclinazione a S-O, mentre, secondo numerose osservazioni, gli stessi terreni osservati tra l'ingresso della grotta e l'abitato di Domusnovas andavano da N-E a S-O con inclinazione N-O.

La valle d'Oridda e Gutturu 'e Seu. Il calcare della valle, a contatto col granito, diventa granuloso e anche molto friabile sotto la semplice pressione delle dita: si riduce ad una specie di sabbia formata da frammenti regolari di calcare cristallino *B33*. In altri punti diventa solamente saccaroide *B32*. In una rapida escursione che feci in quella località nel 1826, quando la teoria del metamorfismo era ancora in embrione, non esitai ad attribuire lo stato di queste rocce calcaree alla presenza ed al contatto sia del granito, sia di certi filoni di ferro idrato e magnetico *a***2*, che qui abbondano. Da questo punto, dove si trova il *Madao d'Oridda*, ci si può recare alle pendici meridionali del grande massiccio del *Monte Linas*, al *Collo de sa Juerta* ('della lucertola') e in una località chiamata *Muru Mannu* ('grande muro'), dove si può osservare un grande filone di quarzo in direzione NE-O, cioè perpendicolare alla roccia siluriana attraversata dal filone stesso.

Se da Domusnovas, lasciando la grotta sulla sinistra, ci si dirige verso *Villacidro*, si incontra un massiccio di schisti argillosi siluriani, alternati a grovacche, quasi sempre senza rocce calcaree. Proseguendo la strada, molto difficoltosa per i cavalli, si oltrepassa il colle di *Gutturu 'e Seu*, dove mi è capitato di notare che la stratificazione degli schisti argillosi è costante in senso NO-SE. Si tratta sempre delle stesse rocce fogliettate e stratificate, in cui ho cercato invano dei fossili, malgrado la loro analogia perfetta con quelle che li contengono. Quando si scende dal colle per andare verso Villacidro, si abbandonano le rocce schistose solo all'ingresso dell'abitato, costruito interamente sul granito.

Alle pendici meridionali ed orientali del massiccio del Gutturu 'e Seu si ritrovano ancora gli schisti, chiaramente visibili vicino a Siliqua. Dopo aver oltrepassato quest'ultimo paese in direzione di *Decimomannu*, lungo la strada reale, si ritrovano gli schisti, alterati al contatto della trachite anfibolica, che formano le colline vicine. Questi schisti hanno assunto un colore rosso vino molto vivo e sono friabili, quasi cotti; la loro direzione va in generale da N-O a S-E. Vicino alla località *Fontana del Fico* la grande strada è attraversata da una specie di filone (o banco) di una anagenite quarzosa gialla per il ferro *L1*: si trova incassato negli schisti siluriani, il che mi fa supporre che sia un banco intercalato piuttosto che un filone penetrato.

Per completare l'esposizione sulle rocce siluriane di questa parte dell'isola, aggiungerò che gli stessi terreni schistosi formano il versante e la base delle montagne fino alle vicinanze di *Vallermosa* e dell'*Acquacotta* e continuano fino al torrente di Villacidro, dove, come abbiamo già detto, appare immediatamente il granito.

Da Iglesias ad Antas. Mi sembra necessario ora tornare sui nostri passi e riprendere come punto di partenza Iglesias, per proseguire la descrizione di altre località in cui si trovano formazioni rocciose siluriane, sempre nella parte occidentale dell'isola. Due strade conducono da Iglesias a Fluminimaggiore: una da ovest che passa da San Pietro; l'altra da nord-est per la valle di *Canonica*.

Seguendo la prima strada, si passa nelle vicinanze della miniera di Monte Poni, dove il calcare continua a mostrarsi ancora per molto; più avanti si vedono degli schisti argillosi che a volte si alternano col calcare e a volte sovrastano masse di rocce diverse. Vicino a *Cala Domestica* domina nuovamente il calcare, che assume diverse andature, tutte confluenti nella direzione E-O. Diventa granuloso, grossolano, cavernoso, dolomitico e con delle brecce; così che mi è stato impossibile ottenerne dei campioni regolari. Ricorda quello già segnalato al Monte Murecci e sopra San Nicolò di Narcao, sulla strada per Villamassargia.

Da Cala Domestica si giunge a *Sant'Angelo* attraverso delle colline arrotondate, quasi interamente schistose: il calcare vi appare molto raramente e solo sulle cime.

Se, invece di seguire questa strada, si esce da Iglesias attraverso la *valle di Canonica*, si percorre una strada difficoltosa, lungo un torrente che bisogna attraversare più di sessanta volte e che scorre su degli argilloschisti; è sempre lo stesso terreno, con qualche banco calcareo e della grovacca, fino a Sant'Angelo. In generale la direzione di queste rocce va da N-O a SE.

Sotto Sant'Angelo, piccola cappella con una specie di eremo, si incontra, dopo una breve ma ripida discesa, un terreno ondulato e dai rilievi arrotondati, dove si trova una magnifica foresta dal nome di *Antas*. Ne ho parlato anche nella seconda parte, perché vi si trovano le rovine di un tempio romano, nascosto alla vista dei viaggiatori proprio da questa foresta.

Il terreno di questa località è formato dallo stesso calcare segnalato prima a Cala Domestica, cioè di un grigio chiaro sporco, cavernoso, dolomitico e quasi brecciolare: anche questo è difficile da ridurre in campioni di forma regolare. Lascia comunque intravvedere una tendenza alla stratificazione, diretta pressappoco da N a S, o meglio da N 30° O a S 30° E, in netta discordanza con la direzione degli schisti sottostanti il cui andamento generale è, come altrove, da N-O a S-E. Questo andamento si riscontra ancora quando si percorre la discesa da Antas a Flùmini, dove gli schisti sono associati ad una grovacca talcosa e violacea (*B34*). Al termine di questa forte discesa si arriva al misero villaggio di *Fluminimaggiore*, che è la località più interessante di tutto il sistema, perché ci fornisce le prove inconfutabili della sua origine siluriana.

Le persone che hanno una certa familiarità con gli studi geologici possono facilmente immaginarsi la soddisfazione che provai quando, nel 1826, visitando per la prima volta questa località in compagnia dell'amico e collega Moris, e dopo aver inutilmente cercato dei fossili in tutti i terreni percorsi precedentemente in questa zona, N-E trovammo perfino nelle pietre di cui son fatti i muri delle case e dei cortili del villaggio (a quell'epoca non avevo ancora scoperto i fossili di Gonnesa. È utile ricordare che questo deposito, come del resto accade per Flùmini, si trova in un villaggio, cioè in un sito dove sono state aperte delle vie per costruire le case ed i chiusi. Molti altri posti altrettanto ricchi di fossili mi restarono sconosciuti a causa della loro lontananza dall'abitato: il terreno fu frugato solo superficialmente dal martello). Solo allora dissipai le incertezze riguardo alla classificazione di un terreno di cui già avevo riconosciuto l'importanza geologica, per la sua grande estensione; questo terreno, sconosciuto nel resto dell'Italia, sembrava man-

care anche nelle isole italiane.

Flùmini e i suoi fossili. La roccia schistosa su cui poggia l'abitato è di un grigio giallastro, con parti micacee finissime; vista alla lente d'ingrandimento, la si riconosce per una specie di grovacca a piccoli elementi ed a base argillosa. I numerosi fossili che vi sono racchiusi sono gialli per la presenza di ossido di ferro *B35*. Anche nel villaggio ho trovato degli strati contenenti dei fossili, ma la zona dove sono più numerosi si trova all'esterno, verso nord-est, a dieci minuti di strada. Questa località è stata chiamata *Perdas de Fogu* ('pietra focaia') per un filone di quarzo ferroso, che taglia gli schisti approssimativamente in direzione NE-SO o, più esattamente, E 38° N - O 38° S.

È lì che, all'inizio di una ripida strada scavata nella roccia, si trovano numerosi frantumi di schisto argilloso grigio nel quale ogni colpo di martello mette in mostra la forma di qualche mollusco o l'impronta di una conchiglia, colorate di un bel giallo che risalta sul fondo grigio della roccia.

Eccovi l'elenco dei principali fossili rinvenuti in questa località, da me raccolti a più riprese e identificati dal professor Meneghini. Il richiamo è alla *Tavola A* dell'atlante.

Actinoceras sp.; *Murchisonia tricarinata* Hall?, fig. 1; *Bellerophon* sp.; *Spirifer terebratuliformis* Mc Goy, fig. 2; *S.* sp., fig. 3; *Orthis elegantula* Dalm., fig. 4 e 5; *O. Testudinaria* Dalm., fig. 6, 7 e 9; *O. noctilio* Sh., fig. 8 e 16; *O. miniensis* Sh., fig. 10; *O. sardoa* Mgh., fig. 11; *O. patera* Slt, fig. 12; *O. pentamera* Mgh, fig. 13; *Orthisina inflexa* Dvds., fig. 14; *O. intermedia* Mgh., fig. 15; *Leptaena convexa* Vern.; *L. trimera* Mgh., fig. 17; *L.* sp., fig. 18; *L. productoidea* Mgh., fig. 19; *Lingula* sp., fig. 20; *Ptilodictya lanceolata* Lnsdl; *P. costellata* Mc. Coy; *Enallopora Chartersi* Mgh., fig. 21; *Caryocrinus* sp., fig. 22; *Scyphocrinus* ? sp., fig. 23 e 24; *S.* ? sp., fig. 25; *Stenipora fibrosa* Mc Coy; *S. fibrosa* var. *lycopodiodies* Mc Coy, fig. 26; *Petraia costata* Mgh. (*Tavola A*, pagg. 36-37).

Se, dopo aver guadato il fiume che attraversa il paese, ci si dirige verso il mare, non più distante di 8 km, si possono osservare sempre le stesse rocce. In località *Fontana Mare*, sulla riva sinistra, abbiamo trovato degli schisti argillosi anch'essi fossiliferi, diretti da NE a S-O, con una forte inclinazione verso S-E. Da questo punto si può seguire il corso del fiume fino alla foce, dove il passaggio da una riva all'altra diventa più facile che negli altri punti della stessa vallata e, dopo aver oltrepassato il punto in cui il fiume si getta in mare, in un luogo sabbioso, non si tarda a incontrare, sulla riva destra, delle rocce schistose di colore grigio cinerino, che passano al talcoschisto calcarifero *B36*. Esaminando da vicino queste rocce battute dalle onde, si vede sporgere dalle pareti una gran quantità di polipi e di altri fossili avviluppati nello schisto che la forza del mare e l'erosione atmosferica mettono continuamente in luce.

Questa interessante località fu scoperta nel 1844 dal Barrande, illustratore boemo dei terreni siluriani, al quale io stesso avevo indicato i dintorni di Fluminimaggiore come i più adatti per trovare in Sardegna le rocce ed i fossili che gli interessano da sempre per i suoi studi. Ignoro che cosa il valente geologo e paleontologo abbia potuto raccogliere in questa località, nella quale io ho trovato le specie di fossili, catalogati con l'aiuto del mio collaboratore di Pisa, illustrate alla *Tavola B*.

Tentaculites costulatus Mgh, fig. 17; *Ptilodictya recta* Orb.; *P. simplex* Mgh., fig. 18; *P. lobata* Mgh., fig. 19; *Stictopora prysmatica* Mgh., fig. 20; *Cariopora*? *limarioides* Mgh., fig. 21; *C.*? *foraminosa* Mgh., fig. 23; *Dendropora suffruticosa* Mgh., fig. 22; *Fenestella*? sp., fig. 24; *Stenopora fibrosa* Mc Coy, fig. 16; *Alveolites lobata* Mgh., figg. 25 e 26. (*Tavola B*, pagg. 38-39).

Vi raccolsi anche altri fossili, che inviai poi al Murchison, ma che disgraziatamente andarono perduti. Tra questi si trovava una grande *Orthis* e uno *Spirifer* ben individuabile.

Nelle vicinanze si trova una piccola baia, molto battuta dal mare, chiamata *Porto de sa Perdixedda* per i numerosi ciottoli neri arrotondati, che le onde fanno continuamente rotolare sulla sabbia: questo punto della costa è molto battuto dai venti occidentali. Le pietre nere, che avevo inizialmente preso per serpentina, mi hanno confuso, dato che non ne avevo mai visto nell'isola, pur essendo così abbondanti in Corsica. Il gran numero di queste pietre fa comunque pensare che non vengano da luoghi molto lontani. Ne presi un campione (*B40*): si tratta di una specie di quello che i tedeschi chiamano *Hornfels*, o meglio una leptinite, immancabilmente associata alle rocce schistose sarde, dato che l'avevo trovata al suo posto, come diremo più avanti, vicino all'abitato di Flumini. Dopo il Porto di Perdixedda il terreno schistoso si ritrova lungo la costa, fino al *Capo Pecora*, la cui estremità, però, è formata da rocce granitiche.

Punta del Guardiano e Sa Cea di Sant'Antonio. Lo schisto siluriano, comunque, forma ancora la parte più elevata del capo, che viene chiamato *Punta del Guardiano* per la guardia che vi si faceva contro i Mori, che spesso infestavano queste zone. Dal capo, tornando al villaggio lungo la riva destra del fiume, si trova solo roccia schistosa coperta molto spesso, e fino ad una considerevole altezza, da grandi dune di sabbia giallastra, che ha, secondo me, origine quaternaria. Gli schisti della valle e della montagna vicina sembrano derivare dalla solita direzione di questa zona: vanno da E 4° S a O 4° N; un po' più avanti le ho viste andare in direzione E 5° S-O 5° N, con una inclinazione verso O 5° S. Sottolineo che l'andatura approssimativa da E a O non è rara a occidente dell'isola e che corrisponde in linea di massima alla direzione della valle inferiore di Flumini e di quella della piccola catena di rilievi che la domina terminando con la Punta del Guardiano.

Arrivati a non più di dieci minuti da Fluminimaggiore, sulla sinistra si può vedere una piana, o piuttosto un pascolo, detto *Sa Cea di Sant'Antonio*. È un luogo dove questo terreno, quasi piatto, e si lega con le prime pendici della montagna. Vi si possono vedere strati di argilloschisto nei quali sono subordinati banchi di calcare grigio-nero, che contengono *Orthoceras* e altri fossili evidentemente siluriani. Questa località, del resto molto vicina a Perdas de Fogu dove si trovano le *Orthis* e le *Leptaena* citate prima, è ancora più interessante per la quantità e la varietà di differenti specie di fossili.

La roccia è un calcare grigio scuro, compatto *B41*, dove il colore cupo mette in risalto quello spesso biancastro delle *Orthoceras*, spesso immerse nella pasta. Ho trovato fossili di questo genere lunghi fino a un metro e larghi in media 8 cm; ma mi è stato impossibile estrarli interi dalla roccia, essendo molto aderenti: fui costretto a servirmi delle mine, per cui ne ottenni solo dei pezzi.

Ecco la lista dei fossili che vi ho trovato, estratti nel migliore stato di conservazione possibile. Sono stati identificati dal professor Meneghini e sono rappresentati in gran parte nella *Tavola C* dell'atlante.

Orthoceras (*Cameroceras*) *fluminense* Mgh., fig. 3; *O. grande* Mgh., fig. 4 a; *O. Subconoideum* Mgh., fig. 4 b; *O. Bohemicum* Bar., fig. 6; *O. canonicum* Mgh., fig. 7; *O.* sp., fig. 8; *O. submoniliforme* Mgh., fig. 9; *O. subjunceum* Mgh., fig. 4 b", c, d, fig. 5, fig. 10 f; *O. subtrochleatum* Münst., fig. 10 a; *O. subcyprium* Mgh., fig. 10 e, fig. 13; *O. subannulare* Münst., fig. 10 b; *O.* sp., fig. 12; *O. imbricatum* Wahl.?, fig. 14; *O. ageloidium* Mgh., fig. 15; *O. affine* Mgh., fig. 16; *O.* sp., fig. 10 e, fig. 11; *Cyrthoceras* sp.; *Cardiola interrupta* Sow., fig. 18; *Cardium subarcuatum* Münst., fig. 17; *Avicula*? sp., fig. 6 b; *Graptolithus priodon* Geisn., fig. 19. (*Tavola C*, pagg. 40-41).

Ho raccolto dei campioni *B 24*, dove questi graptoliti sono molto numerosi e accompagnati da piccoli esemplari di *Cardiola interrupta*, come si può osservare nella *figura 19* della stessa tavola. I graptoliti sono in risalto, cioè sono modelli interni ma non appiattiti come quelli che si trovano nello schisto e di cui parlerò più avanti. Mi sono procurato questi caratteristici fossili estraendoli dalle pietre che formano i muri a secco dei campi, a destra e a sinistra della strada che da Sa Cea di Sant'Antonio porta al paese. Per quanto riguarda la maggior parte degli *Orthoceras*, ne feci abbondante messe nel 1838, nello stesso paese, davanti alla porta della chiesa, dove era sta-

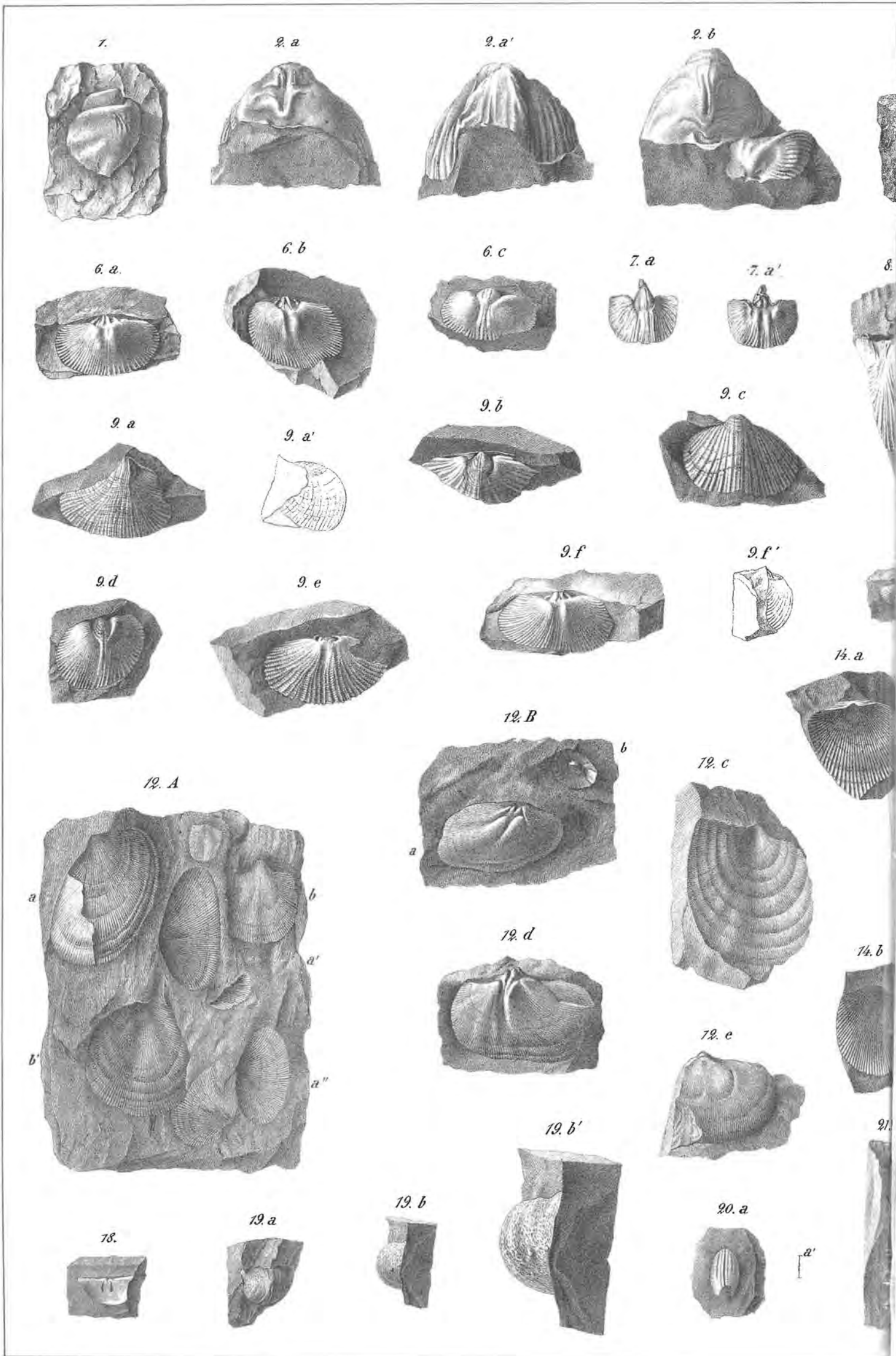



***Tavola A**. Fossili siluriani. Vedi anche: APPENDICE, pagine 244-245.*

Torino, Lit. Giordana, GrandDidier e Salussolia 1855.

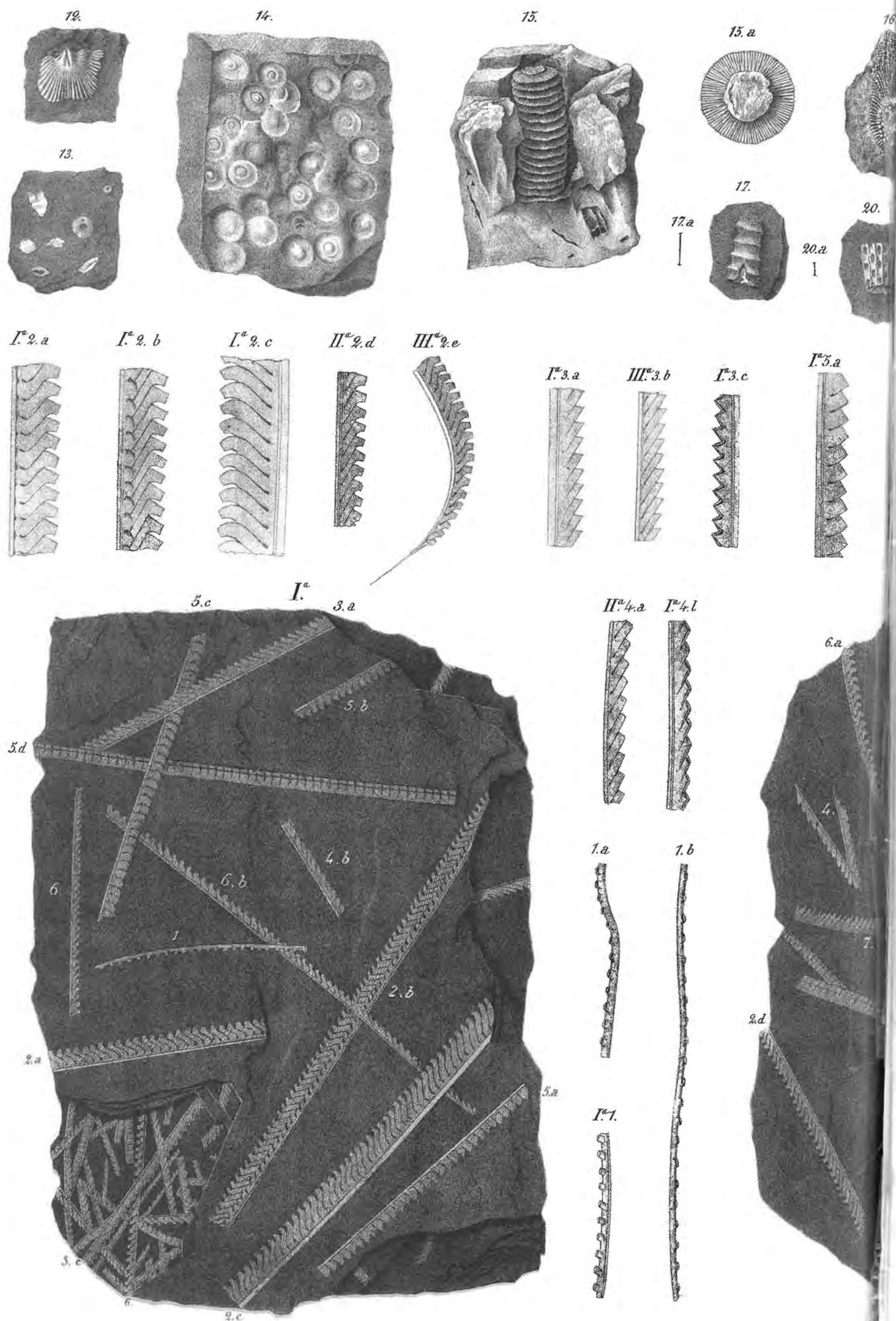
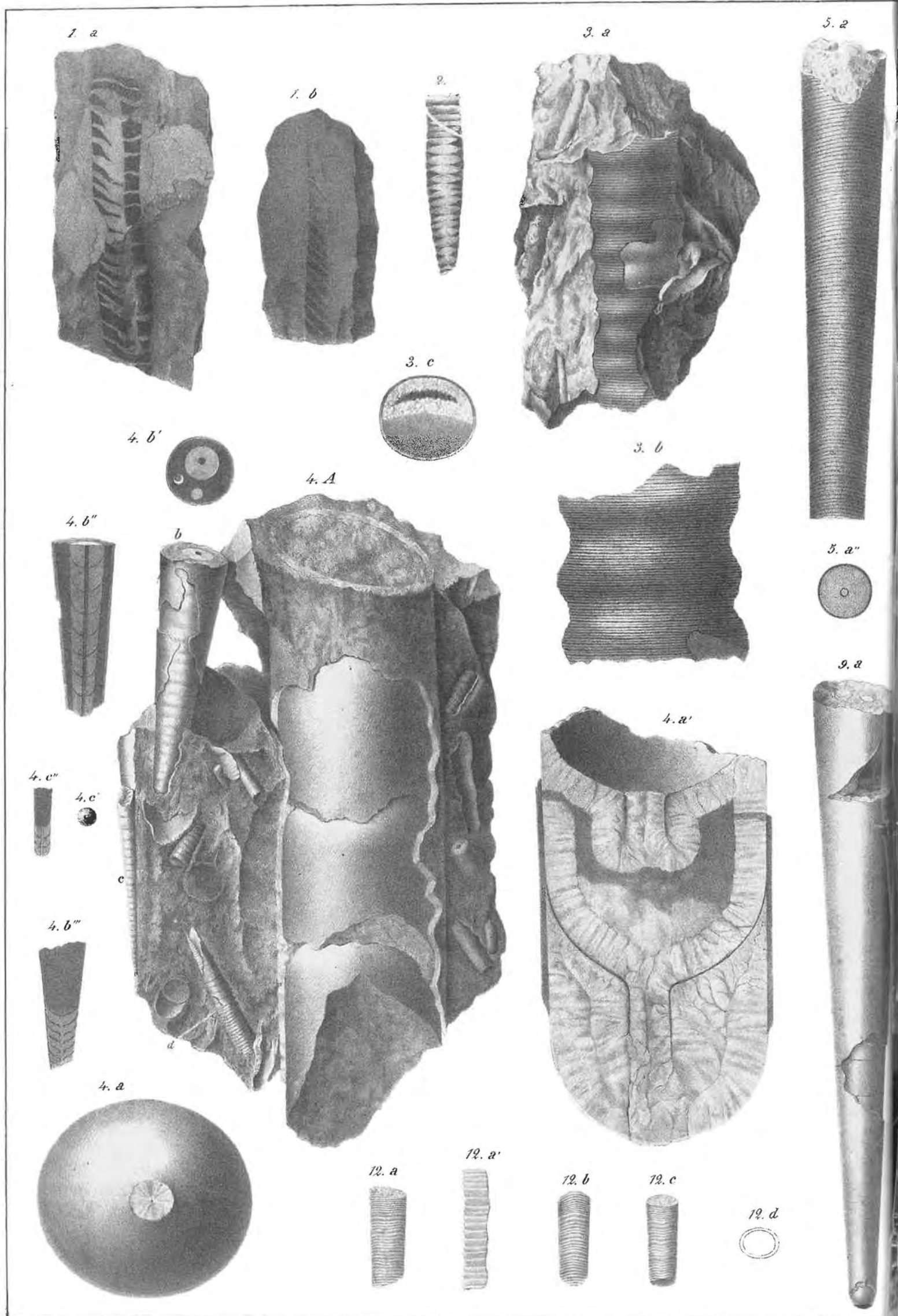
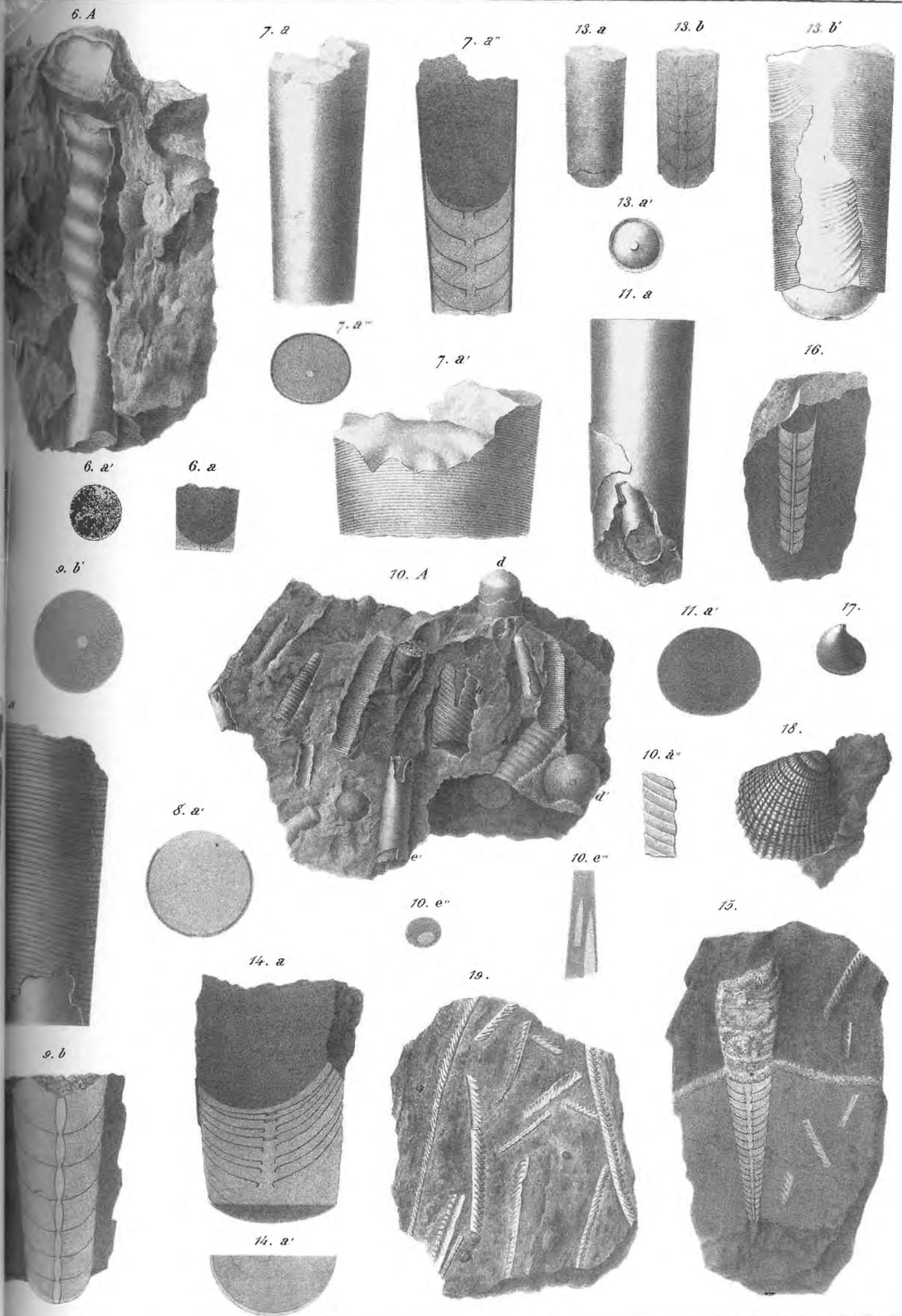



***Tavola B**. Fossili siluriani e polipai. Vedi anche: APPENDICE, pagine 246-247.*

Torino, Lit. Giordana, Grandidier e Salussolia 1855.

***Tavola C**. Fossili siluriani. Vedi anche: APPENDICE, pagine 248-249.*

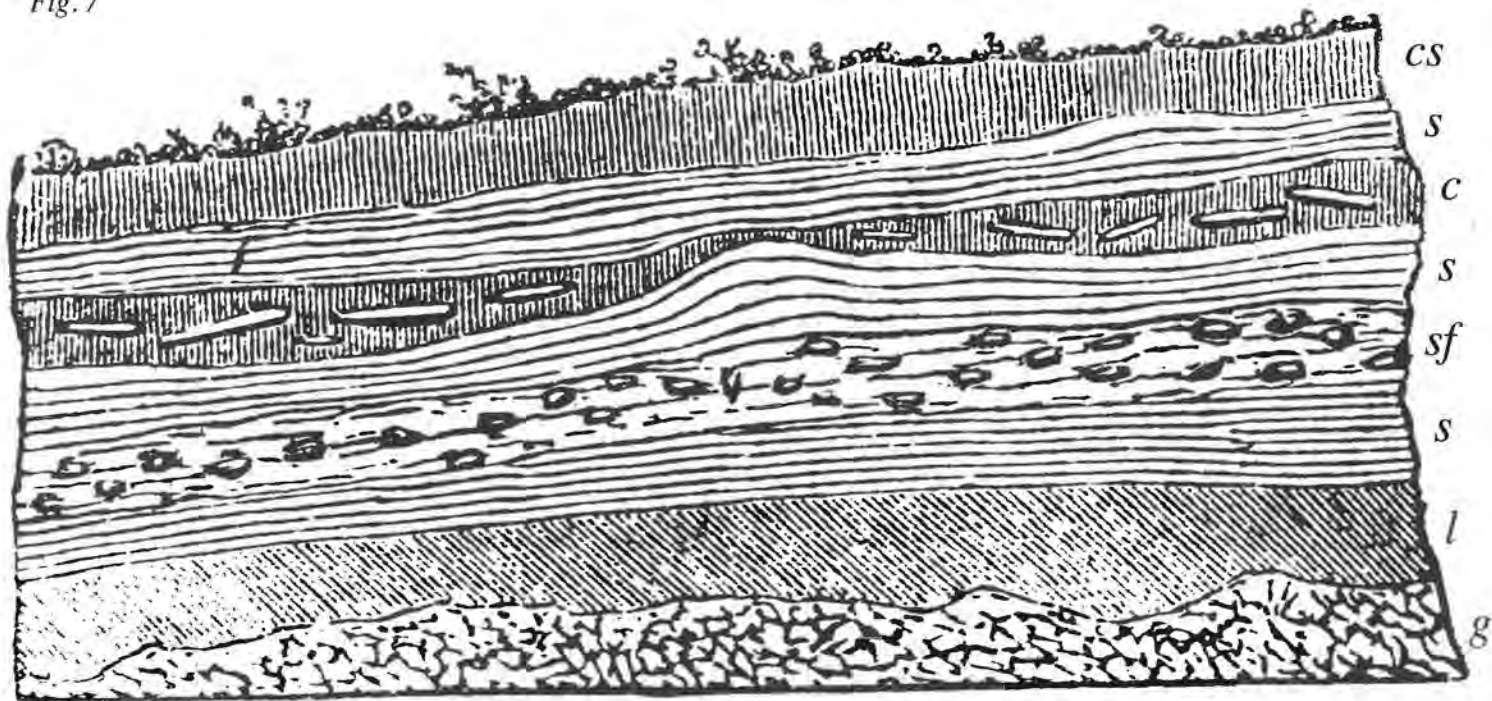
Torino, Lit. Giordana, GrandDidier e Salussolia 1855.

ta trasportata una gran quantità di pietre per riparare l'edificio. Fu allora che fui informato del luogo da dove proveniva il materiale: si trattava di Sa Cea di Sant'Antonio. Ho comunque motivo di credere che i fossili che si trovano nel calcare compatto e quasi nero, da me raccolti davanti alla chiesa, non provengano dal punto dove ho visto i grandi *Orthoceras*, perché la pasta della roccia che li contiene non è la stessa delle pietre prese dal mucchio davanti alla chiesa. In queste i fossili, ivi comprese le Cardiole ed anche i Graptoliti, sono quasi neri e dello stesso colore del calcare che le contiene: la pasta è più compatta di quella della roccia dei grandi *Orthoceras* che si trovano alla Cea di Sant'Antonio. Ricordo questo fatto, che mi era sfuggito quando avevo visitato per ben tre volte questa zona e che mi è venuto in mente confrontando nello studio i campioni di queste rocce, raccolti a più riprese, per invitare chi mi seguirà in queste ricerche a trarne profitto.

Nello stesso villaggio, soprattutto nella casa del notaio Manca, lo schisto argilloso contiene qualche *Orthis*; e, ancora, nel paese ho raccolto parecchi esemplari di questa specie di piastra di crinoide, raffigurata nella *Tavola A, figura 22*. I campioni sono di dimensione doppia di quella rappresentata dalla figura. Nei muri delle case trovai anche un altro tipo di roccia con fossili: si tratta di un calcare schistoso, grigio scuro, diviso in placche sottili nerastre, che contiene dei Crinoidi che si distinguono sulla roccia per il colore bianco, come è rappresentato nella *Tavola B, figura 13*. Questo calcare ricorda certi marmi, chiamati di Namur. Ignoro comunque il luogo di provenienza di questa roccia: il campione raccolto si trova nel catalogo, *n. 37*. Vi si trova anche un calcare talcoso, schistoso e grigiastro *B38*. Tutti questi calcari sono intercalati da argilloschisti fossiliferi, dai quali non si riesce a separarli.

All'uscita di Flumini verso sud, lungo un ruscello che viene da questa parte, ho trovato una roccia formata da una sostanza simile a quella cornea, nella quale un riuscito colpo di martello ha fatto apparire un'impronta di *Orthis* molto chiara. Quest pezzo, raffigurato nella *Tavola B, figura 12* e nel catalogo co *B39*, si trova nelle due collezioni di Parigi e Torino, ma manc a Cagliari, perché la pietra, unica, aveva solo due impronte. L roccia è compatta e di colore verdastro scuro ed è a base d feldspati e di mica e, di conseguenza, l'ho indicata nel catalog come una specie di *Hornfels* o di leptinite: si tratta praticamen te della stessa sostanza dei ciottoli sparsi sulla spiaggia di S Perdixedda, di cui si è già parlato. Nel catalogo porta il n. *B40* L'impronta dell'*Orthis* di cui si parlava è un bell'esempio d metamorfismo delle rocce sedimentarie.

Ora che abbiamo descritto i terreni dei dintorni di Flumini se vogliamo conoscere il rapporto esistente tra il calcare de grandi *Orthoceras* e gli schisti fossiliferi della stessa località diremo che mi risulta da numerose e ripetute osservazioni, fat te con cura, che i banchi di calcare degli *Orthoceras* della Ce di Sant'Antonio sono chiaramente sovrapposti allo schist argilloso degli *Orthis* e dei *Leptaena* di Perdas de Fogu. S possono seguire gli schisti argillosi da un punto all'altro qua senza interruzione; ma i banchi di calcare sono degli ammas lenticolari nella roccia schistosa piuttosto che veri e prop strati intercalati o sovrapposti. Il loro andamento varia co variare della base della collina, di cui formano la parte più bas sa. Gli schisti calcariferi che s'incontrano lungo il prim ruscello seguono una direzione NO-SE con un'inclinazion verso N-E, mentre un po' più lontano, verso il vallone ch scende dalla montagna, si inclinano verso S-O; ma in general questi banchi di calcare sono concordanti con gli schisti argil losi e con tutte le altre rocce siluriane della valle. Non ci sar forse qualche analogia tra il giacimento di *Orthoceras* di S Cea o le *Colonie* segnalate dal Barrande nei terreni di quest categoria?

Ecco, comunque, una sezione teorica dimostrativa dei terren di Fluminimaggiore.

Fig. 7

g, granito; *l*, leptinite con impronte di *Orthis*; *s*, schisto argilloso; *sf*, schisto fossilifero con *Orthis* e *Leptaena*; *c*, calcare con *Orthoceras* di Sa Cea; *cs*, calcare schistoso

Gli altri schisti occidentali. Col banco di *Orthoceras* della Cea di Sant'Antonio finisce la roccia calcarea dai terreni paleozoici della parte occidentale della Sardegna. Gli schisti argillosi, e assai raramente le grovacche, continuano ad apparire a nord di Flumini, dove si eleva un monte isolato, conico, chiamato *Monte de su Crabulazzu*: è formato da schisti argillosi talcosi che arrivano al di là di *Flumentorgiu*, dove spariscon sotto i depositi terziari e sotto la colata basaltica della *Frasca*.

Alle pendici occidentali del *Monte Arcuentu* c'è una loc lità molto interessante dal punto di vista geologico, chiama

Fontanaccio, che citerò più di una volta per i suoi depositi terziari e i filoni basaltici. Più modesto, qui, il ruolo dei terreni siluriani. La direzione degli schisti argillosi e schistosi che si trovano prima di arrivarci attraverso la strada di Guspini, ai piedi della montagna, va da N-O a S-E con inclinazione verso N-E. Sopportano un lembo di tufo pomiceo ricoperto da terreno subappenninico, ma sono sempre gli schisti siluriani che formano il fondo del bacino.

Passata la regione marittima di Fontanaccio, se ci si dirige verso la tonnara di Flumentorgiu ci si viene a trovare nuovamente su un terreno esclusivamente schistoso, accompagnato dalla grovacca, nel quale scorre un torrente, il *Rio de Murtas*. Mi assicurarono che negli schisti che circondano la tonnara avremmo trovato impronte di felci, ma non fui così fortunato; ma, dopo averli studiati, mi è impossibile separare questi terreni da quelli già descritti, che sono siluriani.

Sopra la tonnara, verso nord, gli schisti sono alternati alla grovacca e sono molto quarzosi: in genere la loro direzione è NO-SE. Non li ho mai visti in questa località associati a strati calcarei. Sempre qui ho osservato un filone basaltico, che ha attraversato e modificato il tufo pomiceo, sovrapposto allo schisto, esso stesso fratturato e trasformato in una specie di diaspro. Quando tratteremo delle rocce basaltiche, riparlerò di questo fenomeno.

Gli stessi schisti non sorpassano mai la parte meridionale della Frasca, ma si estendono a S-E di Flumentorgiu, dove danno origine ad un monte abbastanza elevato e pressoché isolato, chiamato *Laus de Biaxi*, che si trova incorporato nei conglomerati vulcanici dell'Arcuentu (vedi la *Tavola V, figura 2*).

Monte Vecchio. Ritornando ora sui nostri passi, seguiremo gli schisti della base occidentale della montagna fino a *Monte Vecchio di Gùspini*, dove si può vedere una miniera di galena argentifera scavata nel terreno siluriano. Vi si incontrano due filoni di quarzo, che si incrociano quasi ad angolo retto: quello più importante è formato da quarzo, barite e magnetite; vi si trova anche della blenda, della pirite e calcopirite, carbonato di rame, piombo argentifero e cerussite e frammenti spigolosi di quarzo. Lo schisto forma il vero massiccio della miniera: quello da me osservato tra Fontanaccio e Monte Vecchio mantiene la solita direzione NO-SE. Il filone che l'attraversa ha uno spessore che varia da uno a venticinque metri; il suo andamento è irregolare e subisce mutamenti soprattutto vicino alla miniera in sfruttamento, poi assume una direzione più uniforme e si dirige verso S-O, dove penetra nel granito, prima di perdersi in mare, dove riaffiora mostrando anche frammenti di quarzo, di schisto, di granito decomposto e tracce di ossido di ferro.

Siccome mi sono proposto di non addentrarmi in argomenti estranei alla geologia, non descriverò in dettaglio la miniera di Monte Vecchio, che, d'altra parte, è stata già ampiamente descritta dall'ingegnere minerario cavalier Baldracco, ricordato in precedenza. Richiamerò solo l'attenzione del geologo sulle caratteristiche del grande filone quarzoso, che contiene frammenti sia di quarzo, sia di granito. Ora, siccome il filone visto nella miniera si dirige verso S-O provenendo da N-E e taglia ad angolo retto un altro filone che va da N-O a S-E, sarei portato a riconoscere qui ciò che ho avuto occasione di vedere altrove, riguardo alle osservazioni del compianto amico cavalier Mameli, ingegnere minerario dell'isola: e cioè che in generale i filoni quarzosi, così frequenti in Sardegna in direzione NE-SO, sono posteriori a quelli in direzione NO-SE.

Torneremo probabilmente su questo argomento nel corso delle considerazioni generali sulle direzioni: per ora mi interessa segnalare nella miniera un filone quarzoso diretto da N-E a S-O, contenente frammenti angolari di quarzo, strappati probabilmente al filone originario, tagliato ad angolo retto e, forse, più anziano.

Il Monte Linas. Tornando dalla miniera verso Gùspini, vicino all'abitato, lo schisto siluriano si perde sotto e contro i conglomerati vulcanici del Monte Arcuentu. Vicino ad *Arbus* è sostituito dal granito, ma riappare subito, all'uscita di Gùspini, andando verso *Gonnos Fanàdiga*, dove mantiene la solita direzione NO-SE, con inclinazione a N-E. Tra i due paesi lo schisto è in qualche modo affiancato dal granito, che forma la maggior parte del territorio di Gonnos Fanàdiga.

Quantunque quest'ultimo paese sia edificato su un suolo esclusivamente granitico, dopo appena mezz'ora di cammino verso il *Monte Linas* si ritrova lo schisto siluriano sovrapposto al granito. Risalendo il vallone a monte del torrente e alla sua sinistra, all'inizio della salita, si trova una roccia analoga a quella segnalata nei dintorni di Teulada e nel relativo capo e che ho classificato come leptinolite. Quella della base orientale del Monte Linas è schistosa e d'un grigio giallastro a puntini neri, che credo delle cristallizzazioni (*B43*). Passa poi ad una roccia della stessa natura, ma di colore bruno con chiazze nere (*B44*). Le due rocce sono intimamente legate agli schisti argillosi e talcosi che formano, con quelli a macchie, il mantello della montagna. Percorrendo la salita verso il Monte Linas alla sinistra del torrente, si trova, quasi al contatto del granito, uno schisto filladico ricco di carbonio, nel quale ho riconosciuto tracce di graptoliti indeterminabili (*B45*). Lo schisto è accompagnato da un grande filone di magnetite, forse diretto da E 10° S a O 10° N. La magnetite si può osservare specialmente dopo una salita di due ore verso *Punta Serbaceri*, alla base della quale, a nord-est, si associa ad uno schisto nero ricco di piccoli cristalli appena visibili. Più si sale, più lo schisto cambia colore, finché sulla cima diviene una vera e propria leptinolite schistosa grigio-verdastra, anch'essa molto macchiata (*B46*). La stessa roccia assume talvolta l'aspetto di talcoschisto o argilloschisto e forma anche l'alta cima di *Perda de sa Mensa* ('pietra della tavola') del Monte Linas, dove costruii il mio segnale trigonometrico ad un'altitudine di 1243 metri. È utile notare che, percorrendo in compagnia di De Vecchi le pendici della montagna verso N-O, sulla strada di Gonnos Fanàdiga e di Arbus, verso Fluminimaggiore, trovammo gli stessi schisti carboniosi che nel lato orientale mostrano tracce di graptoliti.

Gli schisti di Monte Linas appaiono a S-E, a più riprese e a contatto del granito, e sono legati, nelle montagne sopra Villacidro, ai terreni siluriani dell'Acquacotta e dell'Argentiera, già menzionati.

I terreni paleozoici occidentali. Riassumendo quanto abbiamo detto sull'importante massa dei terreni paleozoici della parte occidentale della Sardegna, farò osservare: 1) che il terreno di questo tipo consiste soprattutto in uno schisto argilloso, qualche volta talcoso e raramente micaceo, che si alterna con la grovacca e, molto meno spesso, col calcare; 2) che sugli schisti sono sovrapposte solo in qualche caso delle masse più o meno consistenti di roccia calcarea. In altre località, come a Flumini, il calcare con *Orthoceras* sembra far parte del terreno schistoso, nel quale forma depositi lenticolari. Le osservazioni fatte sino ad ora sulla stratificazione degli schisti e del calcare ad essi sovrapposto non segnalano sempre una discordanza che li possa far considerare due terreni distinti; sembrerebbe che, nella maggior parte dei casi, si tratti di una semplice sovrapposizione: infatti il calcare in grossi strati è sempre sovrapposto allo schisto; 3) che la direzione più diffusa degli schisti siluriani è da N-O a S-E, che sembra essere anche quella originaria, seguita ben presto da un movimento del suolo in senso perpendicolare, cioè da N-E a S-O. Abbiamo inoltre riconosciuto segni di altre due direzioni, in senso N 5° O e N-S, e anche una quinta nel senso approssimativo O-E, come diremo in seguito; 4) e, infine, che questo terreno, preso nel suo insieme, forma la regione metallifera per eccellenza: in essa si trovano le miniere più numerose e più importanti di tutta l'isola. Si trovano altre miniere di un certo valore in altre zone della Sardegna, ma esse sono tutte ricavate in terreni analoghi a quelli che io considero come delle modificazioni degli schisti paleozoici.

Ora è giunto il momento di andare a conoscere il terreno siluriano della parte orientale dell'isola.

CAPITOLO SECONDO

SECONDA PARTE

Rocce siluriane. Gruppo dell'est e del nord della Sardegna.

Monreale. Partendo dal punto più settentrionale del gruppo siluriano occidentale, se vogliamo dirigerci verso le altre zone dell'isola con terreni simili, non abbiamo che da attraversare la grande vallata del *Campidano*, per arrivare subito ad un monticello che la domina e sul quale vi sono ancora le rovine di un forte medievale, il *Castello di Monreale*.

Questa specie di isolotto schistoso, che sorge in mezzo a terreni terziari e alluvionali, è alto appena 282 metri. La roccia di cui si compone è un talcoschisto, o meglio una leptinolite schistosa, giallastra, maclifera e alterata (*B48*); ha una grande analogia con la leptinolite *B46*, già segnalata a proposito della cima del Monte Linas. I suoi strati, osservati ai piedi della torre costruita nel punto culminante della collina, sono pressoché verticali e si dirigono da nord a sud. Talvolta prendono diverse direzioni opposte tra loro a causa, forse, dei numerosi filoni di quarzo che attraversano gli schisti, incrociandosi ad angolo retto. Questi filoni bianchi formano in gran parte delle sporgenze sui dossi e sulle creste dei contrafforti di questo singolare rilievo, di cui riproduco uno schizzo, ripreso da una montagna vicina che domina l'abitato di *Sardara*.

Fig. 8

a a a, filoni di quarzo, in direzione NO-SE; *b*, altri filoni di quarzo in direzione NE-SO; *c*, punto culminante dove si trova una torre ancora in piedi.

L'incrocio perpendicolare dei filoni di quarzo paralleli tra loro è uno dei fatti che avremo spesso occasione di segnalare in altre località dell'isola, e sui quali mi riservo di richiamare l'attenzione dei geologi: i filoni quarzosi di Monreale di Sardara, diretti da N-O a S-E, sono tagliati da quelli che vanno in direzione NE-SO, proprio come alla miniera di Montevecchio. Sono convinto, comunque, che le osservazioni che ho potuto fare sull'argomento in questa località meritino un esame più approfondito, che mi fu impossibile durante le rilevazioni trigonometriche.

Ai piedi del castello e del monte di Monreale, a S-E, arrivandovi da Sardara, c'è un consistente filone di ferro dello spessore variante tra gli 0,50 e i 2 metri: si tratta soprattutto di ematite bruna contenuta nel quarzo. Il filone si dirige pressappoco da ovest a est; lo schisto al suo contatto diviene carbonioso e fortemente maclifero (*B46*). Questa roccia, che io identifico ugualmente come leptinolite, si comporta assolutamente come quella analoga segnalata sul versante orientale del Monte Linas, dov'è accompagnata da un grande filone di ferro.

Sotto Monreale, verso nord e non lontano dalla sorgente d'acqua minerale che scorre da est a ovest, si può osservare una parete di roccia schistosa in prossimità di un filone basaltico che sorge dal terreno della pianura come un dicco verticale e che conserva la stessa direzione E-O indicata prima. Ho creduto di riconoscervi un lembo del terreno schistoso siluriano di cui è composto Monreale, che potrebbe essere stato sollevato in alto e spinto al di sopra della pianura per la forza prodotta dall'avvento del filone basaltico vicino, la cui direzione concorda perfettamente con quella della parete. È anche la stessa direzione nella quale scorre la sorgente termale, che ha una temperatura di 48°, come già si è accennato nella prima parte di questo *Voyage*.

Da Villagreca a Paùli Gerrei. Vicino al paesino di *Villagreca* si possono vedere degli schisti che hanno tutta l'aria di appartenere al sistema siluriano e che si trovano a fianco della grande strada reale, tra *Serrenti* e *Nuràminis*: la direzione di massima sembra essere N 30° O - S 30° E. Si trovano in contatto con la trachite anfibolica e fonolitica di Nuràminis e sostengono il terreno terziario subappenninico. La stessa roccia continua tra Nuràminis e *Ùssana*, dove forma una serie di collinette poco elevate, e si può seguire ai piedi del ponte di *Bangius*, sulla grande strada da Cagliari a *Mandas*. Vicino al ponte sorge il *Monte Uda*, dove lo stesso schisto sembra essere stato sollevato all'epoca dell'apparizione del bel granito rosso, o meglio della bella pegmatite dei dintorni di *Donori*; in altri punti, invece, è sovrastato dal terreno terziario che costituisce la quasi totalità della piana della *Trexenta*.

Da Ussana si possono seguire gli stessi schisti fino ai dintorni di *San Pantaleo*, quantunque in questo tratto siano quasi sempre coperti da terreni terziari; appena passato il villaggio, però, verso est, la roccia siluriana si ripresenta dando forma a montagne elevate. Si tratta degli stessi argilloschisti o talcoschisti già segnalati nel grande gruppo orientale. A un'ora di strada da San Pantaleo, verso est, vicino ad una fontana di ottima acqua, chiamata *Fontana de s'Aridelli*, si osservano gli schisti assumere la direzione NO-SE e passare, verso *Paùli Gerrei*, ad un'ardesia nerastra (*B50*), nella quale mi è sembrato di riconoscere qualche traccia di graptoliti.

Più a S-E, sulla montagna di *Serpeddì*, ho incontrato gli stessi schisti neri carboniosi, ricoperti da una specie di grovacca schi-

stosa con segni articolari di un crinoide (*Caryocrinus*?) *B49*. Le impronte, che riproduco in un disegno alla *figura 14* della *Tavola B*, sono interessanti per il contenuto di piccoli foglietti di mica, le cui lamelle sono molto più sviluppate che nella pietra viva.

Avvicinandosi a Paùli Gerrei, si vede lo schisto, ora talcoso, ora argilloso, alternato al calcare schistoso e a quello bluastro compatto, che mostrano, anche nell'abitato, tracce di certi fossili difficili da classificare, riprodotti nella *Tavola C*, *figura 1*, *a* e *b*, e *figura 2*. Ma è soprattutto sul versante orientale del Monte Exi, che separa Paùli Gerrei da *Silius*, che si può fare larga messe di resti della fauna siluriana.

Disgraziatamente la durezza della pietra che contiene i fossili non mi ha permesso di raccogliere esemplari completi: in generale sono frammenti di encrini e di *Orthoceras*, tutti deformati e schiacciati, riscontrabili solo nei banchi calcarei.

Sotto Paùli Gerrei, si distinguono molto bene dei banchi di calcare fossilifero alternati con gli schisti, in qualche punto carboniosi, e contenenti delle venature e dei rognoni di grafite; un po' più in là gli stessi schisti sembrano essere stati attraversati da un grosso filone, o piuttosto da una specie di sedimento di roccia porfirica rossa, sulla quale ritorneremo nel capitolo XI. Questi strati si dirigono da E, N-E a O, S-O con inclinazione a N, N-O; oppure NO-SE, con inclinazione verso S-O.

Da Paùli Gerrei, sempre verso est, in direzione di *Villasalto*, si passa su un grande altopiano detto di *San Cristolo*, che presenta una superficie quasi piana, ma con scoscendimenti verso nord. Lo schisto che vi si trova è quasi sempre talcoso e attraversato da numerosi filoni di quarzo bianco: la direzione delle fogliettature, spesso molto elaborate, varia da un punto all'altro; mi è sembrato comunque che la direzione più comune per gli schisti sia N-S.

Se, al contrario, da Paùli Gerrei ci si dirige verso il villaggio di *Ballao*, si passa ai piedi di un rudere, chiamato *Castello di Salzai*, costruito sul talcoschisto alternato col calcare e con la grovacca. Da *Silius* a *Goni* il terreno non cambia più. Io feci separatamente e a più riprese queste tre differenti strade trovando sempre un terreno essenzialmente schistoso, accompagnato da grovacche e da banchi di talcoschisto, poveri di fossili.

I graptoliti di Goni. E sempre sullo stesso terreno è costruito il povero villaggio di Goni, che sta per acquistare una certa rinomanza a causa delle belle impronte di graptoliti che il caso mi fece scoprire nel 1838. Queste impronte, visibili nella *Tavola B*, *figura I*, *II*, *III*, sono argentate come le felci degli schisti della Tarantasia. Questi schisti portano il n. *B55* del mio catalogo.

La località dove feci questa scoperta si trova a cinque minuti da Goni, verso nord, in una zona detta *Pe' Inconi* ('piede zoppo'). Sono ben visibili, in una strada leggermente incassata, gli strati fogliettati dello schisto nero, suddiviso in lastre sottili come i fogli della carta da lettere, che lasciano intravvedere su entrambi i lati le impronte di questi corpi singolari. Aggiungerò che gli schisti in oggetto sono molto carboniosi, lucenti e macchiano le mani. L'associazione dei graptoliti alla sostanza carboniosa conferma le osservazioni fatte da Barrande sui graptoliti di Boemia.

Gli schisti carboniosi e fogliettati di Goni si alternano con dei banchi di calcare del tutto simile a quello di Paùli Gerrei e di Silius. Vi ho anche trovato tracce di fossili analoghi, raffigurati nella nostra *Tavola C* (*figure 1* e *2*). Il bel nuraghe che domina il paese, di cui ho dato una descrizione ed un disegno nella seconda parte di quest'opera (*Tavola XII*, *figura 2*), è costruito con questo calcare, che acquista in un certo qual modo un aspetto reticolato, che ricorda una roccia del tutto simile ai terreni paleozoici dei Pirenei. La direzione delle alternanze di schisti filladici e di calcari varia all'infinito, dato che gli strati sono spesso contorti e piegati in ogni senso. Nonostante ciò l'andatura dominante sembra essere N-S, con una forte inclinazione verso E.

Nella valle del Flumendosa. Partendo da Goni, ho potuto compiere tre differenti escursioni lungo la profonda valle del Flumendosa; all'inizio, dirigendomi verso il villaggio di *Nurri*, ho riconosciuto, tra i terreni percorsi durante il tragitto, tutte le alternanze dello schisto e delle grovacche con banchi calcarei che avevo lasciato a Goni. Questi terreni spariscono alla vista quando si arriva nella vallata di *Mulargia*, dove sono nascosti da depositi più recenti, dei quali si parlerà nei capitoli seguenti.

Per poter andare da Goni a *Escalaplano* si prende un'altra strada, ma la natura del terreno non cambia in maniera notevole. Giungendo alla discesa verso il fiume, si vede a destra e a sinistra della strada un lembo di colata basaltica orizzontale sugli schisti: non può essere che la continuazione della grande colata che si trova di fronte, dall'altra parte del fiume, e che proviene dalla montagna basaltica di *Nurri*. Ciò dimostra chiaramente che l'attuale corso del Flumendosa è posteriore al periodo nel quale avvennero in Sardegna queste grandi colate di lava basaltica, che giocano un ruolo così importante nella costituzione geologica dell'isola.

Appena attraversato il fiume (a guado, naturalmente) e iniziato a salire verso Escalaplano, si osservano gli schisti alterarsi e divenire molto contorti e tormentati, acquistando un colore rosso violaceo molto vivo; in altri punti sono viola e perfino verdi; infine vi si riconoscono tutti i cambiamenti di colore già riscontrati altrove, nelle località dove gli schisti siluriani si trovano a contatto o in prossimità di rocce eruttive. Nei terreni di cui ci occupiamo, questi cambiamenti sembrerebbero dovuti alla presenza delle rocce porfiriche, di cui parleremo tra poco.

Prima di giungere a Escalaplano gli schisti spariscono, coperti da un grès e da un deposito calcareo con *cerithium*, che credo di dover ravvicinare al terreno nummulitico dell'altopiano vicino a *Monte Cardiga*.

Se dalla discesa di Goni di cui si parlava prima, invece di attraversare direttamente il fiume, se ne segue la riva destra nel fondo del canalone, per una strada molto sassosa e difficoltosa, si trovano sempre le stesse alternanze di schisto, grovacca e calcare: solo che gli strati di queste rocce divengono più contorti e ripiegati su se stessi, così da assumere in qualche caso l'immaginario aspetto di una rosa. In generale la direzione di questi terreni va da N-O a S-E. Seguendo sempre l'argine del fiume, si giunge al villaggio di *Ballao*.

Ballao. In questo punto il fiume scorre in una specie di pianoro, o almeno su un letto orizzontale, formato da una gran quantità di ciottoli di svariati colori. Vi figurano blocchi arrotondati di basalto, il cui colore nero fa da singolare contrasto con altre pietre di calcare bianco, di quarzo e di porfido rosso. Fra le tessere offerte da questa specie di mosaico naturale e mobile ho avuto modo di distinguere una roccia, identificata col n. *B56* della mia collezione, ma che non potei trovare nella sua sede naturale: si tratta di una sorta di breccia feldspatica talcosa, col fondo color caffè, che trattiene dei frammenti silicei, di porfido e di talcoschisto. Questo minerale, che sarei portato a classificare tra le rocce apparse col deposito carbonifero, potrebbe essere usata molto utilmente per lavori artistici, per vasi e altri oggetti di lusso.

Ma la cosa più interessante dei dintorni di Ballao è la vena di antimonio, che si trova a una mezz'ora di cammino dal paese, in località *Sa Mina* ('la miniera') o meglio *Su Carraxiu*. Al tempo della mia visita, nel 1827, i lavori di ricerca erano stati abbandonati: gli scavi erano stati praticati in uno schisto argillo-talcoso, alternato con del calcare sovrapposto a della grovacca quarzosa grigiastra (*B57*). La direzione di queste rocce è NO-SE, con inclinazione a N-E, mentre lo scavo era stato effettuato in senso N, NO-S, SE. Il minerale, di cui raccolsi qualche frammento dai rifiuti, è un solfuro d'antimonio molto bello d'aspetto, associato a del quarzo *B58*. Le ricerche del giacimento metallifero furono riprese parecchi anni dopo, come risulta dall'opera del Baldracco.

Il Sàrrabus. I terreni schistosi di Ballao, accompagnati da grovacche e da banchi calcarei, continuano ad affiorare a E e a N-E, cioè nella regione del *Sàrrabus* e verso il territorio di *Perdasdefogu* (chiamato anche *Foghesu*).

Il suolo del Sàrrabus è generalmente formato da argilloschisti o talcoschisti analoghi a quelli dei dintorni di Iglesias e di Flùmini; così le colline della zona assumono l'aspetto di quelle della parte occidentale dell'isola, già descritte in precedenza. I monti *Narba* e *Genn 'e argiolas*, schistosi, che dominano il territorio di *Muravera* e di *Villaputzu*, sono molto conosciuti per i loro filoni metalliferi. Il Monte Narba, in particolare, è composto da una roccia schistosa alternata con grovacca: vi si osserva un filone di solfuro di piombo, con andamento N 30° O - S 30° E.

L'abbondanza di metalli di questa parte dell'isola completa la rassomiglianza dei suoi terreni con quelli del gruppo siluriano della parte occidentale.

Vicino all'abitato di Villaputzu si incontra una località chiamata *Gibbas*, dove si sta scavando un giacimento di minerale di piombo argentifero, a direzione E-O, che si trova nella roccia schistosa. Lo scavo presenta grandi difficoltà a causa delle acque che invadono la miniera e della mal'aria che regna nella zona per più della metà dell'anno. Gli stessi schisti giungono fino al vicino mare di *Porto Corallo*.

Il Castello di Chirra. Lungo tutta questa costa gli schisti siluriani si mostrano qua e là a contatto col granito, che poi finisce per dominare. Il monte quasi isolato, sul quale si trovano le rovine dell'antico *Castello di Chirra*, segna il limite settentrionale dei terreni paleozoici che, del resto, assumono già l'apparenza degli schisti e dei calcarei cristallini segnalati nel capitolo precedente.

Siccome mi sono sempre mancati il tempo e i mezzi per attraversare il fiume di Chirra che sfocia proprio ai piedi dell'omonimo castello, ho pregato il signor Giordano, attualmente ingegnere minerario della Sardegna, che doveva recarsi in questi luoghi, di farvi un'escursione e di portarmi qualche campione di questo roccione isolato che, mio malgrado, era sfuggito alle mie ricerche.

Le osservazioni del valente ingegnere giustificano pienamente i dubbi che mi erano rimasti passando più volte ai piedi della montagna: ad esempio che il calcare grigio cristallino (trasformatosi in bardiglio), che ne costituisce la parte superiore e sul quale sono posate le mura del castello, non si trova affatto in stratificazioni concordanti con gli schisti sottostanti. I banchi del calcare sono fortemente inclinati verso O e la loro direzione media è N 10° E, dato che gli schisti sui quali sono posati hanno pressappoco l'andamento generale dei terreni siluriani, vicini a NO-SE. Cito questi fatti senza avere la pretesa di darne una spiegazione; faccio solamente notare di aver già segnalato discordanze di stratificazione in terreni del tutto analoghi nella parte occidentale dell'isola, specialmente al Monte Marganai e a Santa Giuliana, entrambi nei dintorni di Iglesias.

La grafite di Gennarella. Prima di giungere al castello di Chirra provenienti da *Villaputzu* si passa da una sorta di gola, detta *Gennarella*, dove si è preteso di aver trovato del combustibile minerale. Mi sono recato sul posto proprio per questo nel dicembre del 1853, ricevendo la conferma di ciò che avevo creduto di riconoscere all'esame dei campioni che mi erano pervenuti; e cioè che questo preteso combustibile non era altro che grafite più o meno terrosa, interconnessa in fogliettature molto tormentate, quarzose e carboniose di schisto siluriano. Si tratta dello stesso fenomeno riscontrato vicino a Paùli Gerrei e che si avrà occasione di segnalare nuovamente in molte altre località, e soprattutto a *Làconi*, a *Silanus* e a *Illorai*.

Dicevo prima che il monte di Chirra rappresenta, lungo la costa orientale, il limite settentrionale del suolo siluriano e che a partire da questo punto domina la roccia granitica; aggiungerò che, lungo tutto il corso della lunga valle bagnata dal fiume di *Tertenìa*, i graniti ne occupano esclusivamente il lato orientale, mentre i terreni schistosi ne costituiscono quasi tutti i terreni ad ovest.

Monte Cardiga e Sa Scala de sa Contissa. Andando da Villaputzu verso l'altopiano del *Monte Cardiga* si attraversa prima di tutto una serie di collinette schistose, dalle forme arrotondate, molto simili a quelle del Monte Poni e di Sant'Angelo dei dintorni di Iglesias. Non potei trovarvi dei fossili, ma non dubitai per niente della precisa identità di questi terreni. Dopo due ore circa di salita, sugli schisti si cominciano ad incontrare dei lembi del terreno nummulitico di cui è composto il Monte Cardiga.

Ma se dall'altopiano si scende verso est per l'antica strada detta *Scala de sa Contissa* (cioè 'la scala della Contessa', chiaramente diretta verso il castello di Chirra, che nel Medioevo fu abitato appunto da una contessa di nome Violante Carroz. Parleremo delle vicissitudini di questo castello nell'*Itinerario;* Violante era viva nel 1388) o, meglio, ci si dirige verso nord in direzione del villaggio di Foghesu, lo schisto appare in continuazione, formando la base di tutti i terreni stratificati della zona.

Rimandiamo al capitolo successivo la descrizione del terreno carbonifero di Perdasdefogu (Foghesu); perciò ora non mi dilungherò più di tanto sugli schisti, sia talcosi, sia micacei, sia argillosi, che formano la vera base del deposito; dirò solamente che, più ci si avvicina alle grandi masse granitiche, più gli schisti divengono cristallini e talcosi: perdono la natura argillosa ed il colore verdastro o di feccia di vino. Nella valle di Tertenia sono molto talcosi, contorti, tormentati e penetrati da vene di quarzo; il loro andamento più diffuso è NE-SO, soprattutto nelle rocce passate allo stato di schisti cristallini.

Lungo la strada che va da Foghesu a *Jerzu*, in località *Su Ergiole*, lo schisto associato a grovacca assume la direzione N-S, con inclinazione a E, anche se vicino al primo dei due paesi, presso il *Nuraghe de s'Arca 'e Ortu*, conserva l'andamento ordinario NO-SE. Al contrario, dirigendosi verso Ballao, si possono osservare gli schisti alternati alle grovacche acquistare la falsa apparenza di gneiss (*B59*, *B60*).

Santa Vittoria d'Esterzili. A N-O di Foghesu e a N, N-E di Nurri si trova un rilievo di considerevole altezza, chiamato *Monte di Santa Vittoria d'Esterzili*, per la presenza dell'omonimo paese, che si trova nel versante N-O. Ha un'altezza di 1.235 m e sulla sua sommità fissai uno dei miei principali segnali trigonometrici. La sua natura è essenzialmente schistosa, ma si compone di una alternanza di talcoschisti e argilloschisti, di grovacche e di banchi calcarei. Questi ultimi sono di natura schistosa e ben poco differiscono dal calcare che ho trovato presso gli abitati di Paùli Gerrei, Silius e Goni: come quelli portano i segni degli stessi fossili sconosciuti, da me raccolti in quelle località.

La direzione generale degli strati di monte Santa Vittoria va da N-O a S-E; nonostante ciò, vicino alla fontana di *Bruncu de Sulcis*, il calcare schistoso acquista la direzione N-S e si inclina verso O. Ricordo questo fatto perché avremo occasione di riparlare della direzione N-S, che è quella delle tre cime principali, tra le quali si annovera proprio quella di Santa Vittoria.

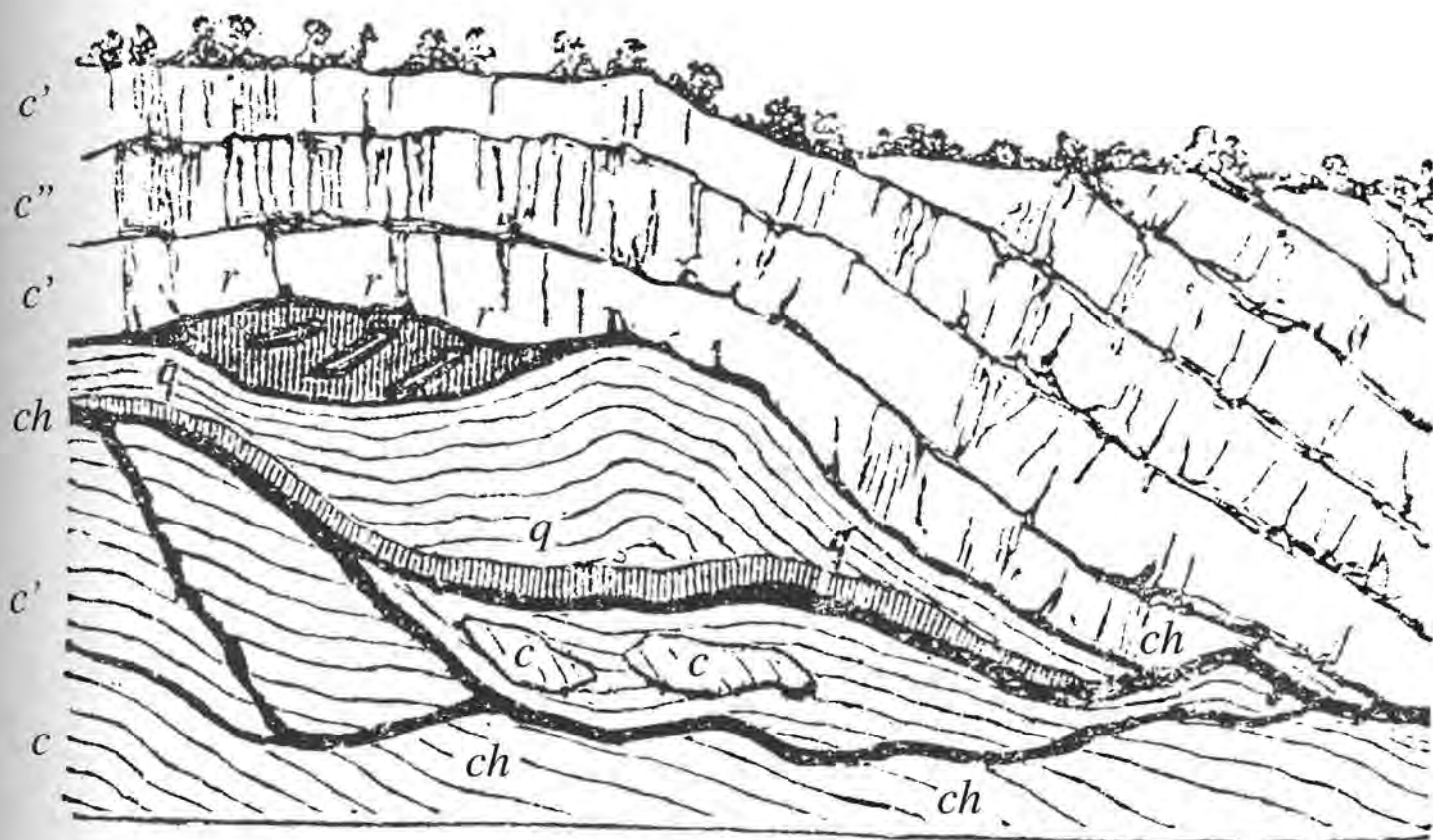
Altri calcari con gli stessi fossili e accompagnati dagli stessi schisti si ritrovano anche presso la chiesetta di *San Cosimo* e presso il *Nuraghe Manno*, vicino a *Seùlo*. E ancora si ritrovano vicino a *Gadoni*, al di là del Flumendosa.

È proprio qui che mi recai nel 1847 in compagnia di De Vecchi e di un altro personaggio che pretendeva di avervi scoperto una miniera di carbon fossile di qualità eccellente. Effettivamente i campioni che costui aveva portato al viceré conte De Launay e presentati poi al Ministero erano di ottima qualità. Io stesso ne avevo riconosciuto la qualità nei campioni che mi furono messi a disposizione, ma mi venne il dubbio che, anziché dai dintorni di Gadoni, fossero stati estratti dal magazzino di Cagliari del carbone proveniente da Newcastle e destinato alle navi a vapore utilizzate per i collegamenti postali tra la Sardegna ed il continente.

Desideroso di appurare la verità su questo preteso ritrovamento, decisi in tutta fretta di chiarire personalmente questa faccenda. Inoltre, insoddisfatto delle mie stesse osservazioni, prima di partire dalla Sardegna lasciandovi il mio compagno di viaggio, lo invitai a compiere una seconda escursione, che avrebbe comunque effettuato dopo la mia partenza; il nuovo

sopralluogo non fece che confermare il giudizio espresso precedentemente.

La località definita ricca di combustibile si trova sotto il villaggio di Gadoni, nel versante orientale di una montagna molto scoscesa che domina il corso del Flumendosa. Qui si trova una piccola cavità chiamata *Grotta di Nurèntulu*. Le pareti molto annerite denotano, in verità, la presenza di materiale carbonioso; ma esaminando con attenzione l'andamento e la composizione degli strati che formano le pareti della grotta si capisce che la vera sostanza carboniosa è presente solo in piccoli straterelli del tutto insignificanti, come si può osservare dalla sezione qui sotto, eseguita sul posto.

Fig. 9

c, calcare leggermente schistoso, contenente tracce di fossili siluriani *B64*; *c'*, calcare molto schistoso, compenetrato da sostanza carboniosa e molto contorto; *c''*, calcare quasi compatto, grigio scuro, venato di feldspati bianchi *B63*; *ch*, piccole vene di sostanza carboniosa spessa non più di 3 mm; *q*, roccia nera, quarzosa, molto fibrosa, attraversata da venature bianche *B61*; *rrr*, rognoni di materiale nero, siliceo, con tracce di rame *B62*.

Il materiale carbonioso di cui si parlava si trova, come si può osservare, in minima quantità e non avrebbe nessuna importanza agli effetti di uno sfruttamento minerario. Del resto credo di poter individuare la penetrazione di questa sostanza carboniosa nel terreno siluriano come un fatto analogo a quello che produsse i filamenti e i rognoni di grafite in terreni simili di molte altre località dell'isola. Quindi non si possono assimilare le venuzze carboniose della grotta di Nurulentu ai veri depositi carboniferi di Foghesu, di Seui e di Seulo, che appartengono a tutt'altro ordine di cose.

Il Flumendosa. Col monte di Gadoni concludo l'elencazione delle località in cui le rocce siluriane sono in vista relativamente alla parte dell'isola che ho appena fatto percorrere al lettore.

Proseguendo verso nord i talcoschisti e gli argilloschisti passano allo stato di schisti cristallini, come abbiamo già mostrato nel capitolo precedente; ma verso ovest gli stessi terreni paleozoici continuano ad apparire, sia su piccola scala come a *Meana* e *Atzara*, dove si trova un lembo di schisto carbonioso, sia su scala ben più vasta, come nei dintorni di *Làconi*, come diremo fra poco.

Il largo e profondo crepaccio che funge da letto per il Flumendosa e che va quasi in linea retta da Gadoni fino alla confluenza col Rio Mulargia è aperto in un terreno formato da schisto talcoso e argilloso associato a grovacca e a banchi calcarei più o meno subcristallini. Si può anche dire che il Flumendosa scorre sempre su rocce simili, dalla base meridionale del Gennargentu fino alla foce. Il letto e gli argini non cambiano mai di composizione e se le acque trasportano e depositano ciottoli molto vari, questi provengono quasi sempre da rocce di differenti specie, che ricoprono col loro pittoresco mantello le rive del fiume, il cui corso misura più di 60 miglia terrestri di lunghezza. Solamente al di sotto di Nurri si vede sorgere sotto gli schisti una massa porfirica rossa penetrata in essi: l'interruzione è però poco estesa e ben presto il letto del fiume torna ad essere schistoso.

Gli stessi terreni già segnalati sulla strada da Goni a Nurri e nella vallata di Mulargia costituiscono la base di tutti i vari depositi successivi accumulatisi vicino al secondo paese. Gli schisti tornano allo scoperto sulla strada da Nurri a Mandas.

Prima di arrivare a Mandas, si trova la cava di marmo bardiglio ordinario grigio *B66*. Questo comunissimo marmo non è oggetto di uno sfruttamento intensivo: come la maggioranza dei calcari del genere, è associato ad uno schisto filladico nerastro (*B65*), legato a sua volta ai normali schisti argillosi: la principale direzione di questi strati è NO-SE.

Gli schisti di Mandas sono sovrastati da depositi terziari e vanno a unirsi, attraverso *Donigala* e *San Basilio*, a quelli del Monte Uda, di cui si è già parlato: sono schisti più micacei che talcosi, ma che passano indifferentemente da uno stato all'altro, formano la principale massa e soprattutto la parte superiore di una montagna quasi isolata, che domina i dintorni di *Isili* e che viene chiamata *Monte Trempu*. Sono tentato di attribuire l'attuale stato di questi schisti al loro immediato contatto con una roccia granitica che si potrebbe definire più una pegmatite che un vero e proprio granito. Questa appare nella parte inferiore e anche sui fianchi del rilievo come un rivestimento, e vi forma dei filoni, come si dirà a suo tempo.

Làconi. Le rocce siluriane si manifestano nuovamente nei dintorni di *Làconi*, paese edificato su un terreno del genere con gli strati in direzione NE-SO, con un'inclinazione verso S-E, così che quando si arriva attraverso il fondovalle sotto *Genoni* e si sale verso Làconi, si passa successivamente dagli strati più vecchi a quelli più recenti. Tra i primi noteremo specialmente delle belle grovacche talcose cui succedono schisti grigiastri e neri: questi ultimi soprattutto contengono abbondanti nuclei e venature di grafite. Questa sostanza carbonica si nota specialmente nelle pareti delle stradine incassate dello stesso villaggio. Numerosi filoni di quarzo attraversano tutti gli schisti; in certi punti, e soprattutto sotto il paese, si osservano tracce di emanazioni sulfuree che sembrano aver decomposto sensibilmente la roccia schistosa con l'introduzione di piccoli cristalli di gesso tra le fogliettature. Attribuirei la penetrazione del gesso alla vicinanza delle trachiti.

Se da Laconi ci si dirige verso la vicina montagna chiamata *Monte Stunu*, non si abbandona quasi mai lo stesso terreno, formato soprattutto da un talcoschisto dal frequente aspetto di schisto cristallino. Quest'ultimo, che da principio si potrebbe porre in relazione con un'altra formazione, mostra ben presto la propria origine siluriana attraverso l'alternanza con le grovacche ed i calcari schistosi, che svelano la sua somiglianza con i terreni di Laconi e con quelli che abbiamo appena finito di descrivere. Tra i calcari che li accompagnano ce ne sono del tutto identici a quelli che a Fluminimaggiore contengono degli *Orthoceras*. Qui non ebbi la fortuna di trovare dei fossili.

Gli strati del Monte Stunu si dirigono da N-O a S-E; il rilievo è ricoperto in parte di trachite, come riferiremo a suo tempo.

Il Castello di Medusa. Passato il villaggio di *Azuni*, costruito su rocce trachitiche, per visitare il *Castello di Samugheo*, meglio conosciuto come *Castello di Medusa*, non rimane che seguire la strada che conduce da Azuni a Samugheo, e dirigersi poi verso N-E. Durante questo tragitto si calpestano successivamente alternanze di schisti e di banchi calcarei: i primi sono ridotti allo stato di schisti cristallini, gli altri a quello di marmo bardiglio. Questi formano possenti gradoni in mezzo agli schisti e tutte le rocce si dirigono molto chiaramente da N-O a S-E. Improvvisamente lo spazio che separa l'altopiano d'Azuni dal Monte Stunu appare intagliato da due crepacci profondissimi ed è nel loro punto d'intersezione che si eleva una grande massa calcarea, sulla quale posano le rovine del castello, che sembra un edificio romano del basso Impero (ne riparleremo nell'*Itinerario*).

La rocca è accessibile solo da un lato attraverso un passaggio stretto e difficoltoso che unisce il massiccio quasi isolato al monte di cui fa parte. Esso forma una sorta di triangolo di cui i due lati principali sono tagliati a picco su una grande scarpata nel senso dei due crepacci dai quali scorrono le acque del torrente *Araxisi* formando un angolo molto accentuato. L'intera massa è formata da un calcare grigio chiaro leggermente saccaroide, che ha conservato le tracce di una antica stratificazione in bande parallele e che è passato allo stato di bardiglio a strisce *B67*.

All'inizio la posizione geologica di questo calcare non è facile da individuare, ma esaminandolo con maggiore attenzione sia nella parte inferiore, sia sotto la giuntura col monte vicino, dalla parte di terra, non si tarda ad avere la percezione degli schisti che indicano con la loro presenza la vera posizione della massa calcarea: che si trova in questo punto dell'isola, come in molti altri siti, subordinata agli schisti della grande formazione siluriana della Sardegna. La perfetta analogia della roccia in questione con quella di numerose altre località, dove il marmo è sempre associato agli schisti paleozoici, dimostra ancor di più le deduzioni tratte dal giacimento stesso.

E ancora è bene sottolineare che i due grandi crepacci che circondano il castello si trovano diretti in senso perpendicolare l'uno rispetto all'altro: quello dal quale arrivano le acque spumeggianti dell'Araxisi va da N-E a S-O; l'altro, che riceve le medesime acque presso la congiunzione con quelle del ruscello proveniente dal territorio di Laconi, segue la direzione di quest'ultimo, da S-E a N-O.

Il Monte Ghìrghini. Seguendo il corso dello stesso torrente verso *Alai*, si arriva, dopo qualche ora di strada, alla pendice orientale di una montagna isolata dal nome di *Monte Ghìrghini* o *Bìrghini*; si tratta ancora, come nel Monte Trempu, di una massa schistosa penetrata e modificata da rocce granitiche e porfiriche. Il granito viene allo scoperto solo ai piedi del versante orientale del Ghirghini, dalla parte di Alai. A sud, verso ovest e soprattutto su tutta la cresta

il terreno è essenzialmente schistoso, ma in maniera così variabile da un punto all'altro che sarebbe veramente difficile riconoscerne la vera origine, se verso sud non prendesse l'aspetto dei terreni siluriani dei dintorni di Iglesias e di Fluminimaggiore.

Compiendo l'ascensione al monte attraverso il villaggio di *Mogorella*, si incontrano subito, sotto il terreno terziario, gli schisti argillosi violacei e verdi che a me sono sembrati siluriani. Questi passano poi ad uno schisto filladico simile a quello che al Monte Linas contiene tracce di graptoliti, dei quali mi è sembrato di trovare qualche indizio anche qui. Poco a poco lo schisto diventa maclifero e carbonioso (*B68*) e questo completa la similitudine tra i due terreni. Gli schisti macliferi e carboniosi si passano poi a specie di banchi di pietra lidia, ma, come ci avviciniamo al nocciolo granitico e porfirico, gli stessi schisti divengono feldspatici o micacei per poi prendere del tutto l'aspetto di rocce cristalline.

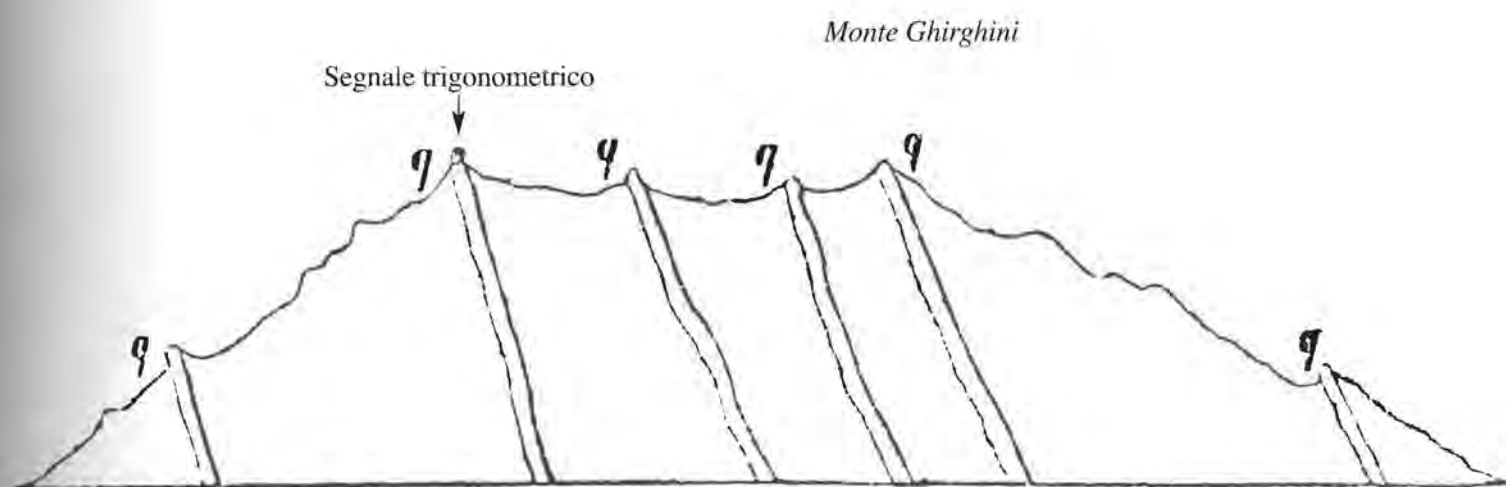
Quando si vuole salire in cima al Ghìrghini dall'abitato più vicino, cioè *Villaurbana*, si percorre all'inizio una sorta di pianoro; si trova poi un deposito di roccia terziaria. Ma, appena cominciano a salire i fianchi della montagna, si incontra una roccia dall'apparente aspetto di granito, che passa poi a uno schisto micaceo, quarzoso e feldspatico. In qualche caso è associata a banchi di un quarzo nerastro tendente alla pietra lidia che mi ha ricordato i terreni di Monte Santo di Pula e soprattutto di Sa Stidiosa, descritti in precedenza. A metà strada si trova un filone di porfido rossastro simile a quelli che nella catena dei *Sette Fratelli* e di *Sìnnai*, vicino a Cagliari, attraversano di colpo il granito e lo schisto siluriano. Più in alto, verso la cima, gli schisti sono molto micacei e quarzosi assumendo l'aspetto di gneiss. Nel primo capitolo ho spiegato i motivi per cui ho attribuito certi schisti del Monte Ghìrghini alla categoria dei terreni cristallini.

Le fogliettature degli schisti del Ghìrghini, soprattutto nei pressi della vetta, si dirigono generalmente da N-O a S-E; spesso sono verticali e si collegano a piccoli e grandi filoni di quarzo disposti nello stesso senso. Questo quarzo è leggermente ferruginoso; si può anche dire che esso è intimamente unito in qualche punto alla roccia porfirica che si trova chiaramente in luce a metà della salita.

Tutta la massa è attraversata da cinque o sei grandi filoni di quarzo bianco, che tagliano in modo perpendicolare gli schisti e gli stessi filoni di quarzo diverso, cioè in direzione NE-SO.

Ben rilevati e verticali, si disegnano molto chiaramente dalla base orientale fino alla cima, dove formano delle guglie per ridiscendere poi, nel versante occidentale, fino alla pianura

Siccome l'asse del Ghìrghini assume una direzione chiara da N, N-O a S, S-E, ne risulta che questi grandi filoni formano, come dicevamo, delle punte o dentellature sul dorso schistoso del monte che, visto da lontano, sembra quasi orizzontale ed uniforme. I filoni quarzosi sono molto ben visibili anche da lontano, come dimostra lo schizzo della montagna, ripreso dall'alto del campanile di Oristano, che dista più di 20 km verso ovest.

Fig. 10

q, filoni di quarzo bianco con direzione NE-SO.

Il segnale trigonometrico fu sistemato su una punta, chiamata *Perda Muraggi*, ad un'altezza di 693 metri: il nome deriva certamente da quello di 'pietra muraglia' per la rassomiglianza del dicco quarzoso che funge da base per il segnale con un grosso muro; ma la cosa più interessante è che nel punto dove si incrocia con un altro filone simile, giacente sulla cresta della montagna in senso NE-SO, la roccia quarzosa non è affatto omogenea: si tratta piuttosto di una vera e propria breccia formata da frammenti angolosi di quarzo bianco, cementati da una pasta sempre quarzosa colorata di rosso per la presenza di ossido di ferro.

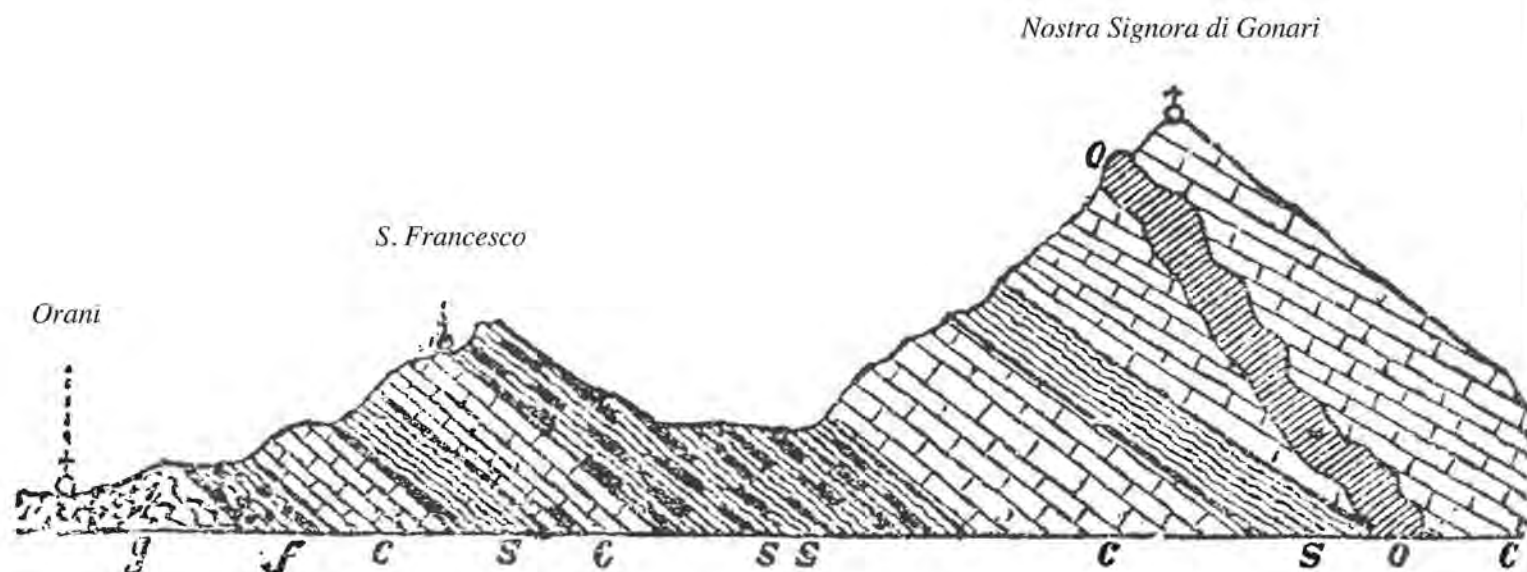
Tutto ciò fa pensare che questi frammenti angolosi della breccia provengano da filoni di quarzo preesistenti fratturati da quello di Perda Muraggi al suo passaggio e che si siano cementati alla sua pasta, ancora molle, associata a ferro. Ho anche osservato che i filoni quarzosi della montagna (diretti da N-O a SE) sono formati da un quarzo più puro rispetto agli altri, che sono più o meno impregnati di ferro. Questo conferma ciò che ho già affermato altrove e soprattutto a proposito di Monreale di Sardara e della miniera di Monte Vecchio di Gùspini, e cioè che i filoni di quarzo NE-SO sono posteriori a quelli simili che vanno in senso perpendicolare, cioè NO-SE, e che, a mio avviso, sono i più antichi di tutta l'isola.

Il Monte di Gonnari. Risalendo la riva sinistra del Tirso, dopo *Fordongianus* e fino ai dintorni di *Ottana* attraverso una successione di terreni granitici e trachitici, non si trovano più le rocce schistose se non nelle vicinanze di quest'ultimo paese, dove sono presenti con caratteristiche normali: associate cioè a banchi di calcare grigiastro subcristallino.

Non molto lontano da qui, verso est, si trova una montagna isolata che merita di essere ricordata, e che è conosciuta come il *Monte di Gonnari*. I gruppi granitici dalle forme arrotondate e tagliate che circondano la località lasciano il posto ad un fenomeno geologico del tutto diverso: il monte ha la forma di un grande cono o meglio di due coni ad assi verticali, uno più elevato verso est, l'altro verso ovest, uniti tra loro da una specie di colle; le superfici sono regolari per tutta la loro estensione.

La natura del terreno inizia a cambiare da quando si esce dall'abitato di *Orani*, situato alla base N-O della montagna. Se si prende la strada che conduce al santuario che si trova sulla cima, si vedono subito degli schisti dall'aspetto chiaramente siluriano, poggiati sulla roccia granitica, che contengono dei nuclei, più che venature, di oligisto micacico molto brillante (*a****7). Sugli schisti sono addossati banchi di calcare molto alterato, che in certi punti si è trasformato in vero e proprio cipollino e che mostra una stratificazione in direzione N 25° O. Sotto i banchi calcarei si possono osservare nuovamente degli schisti cristallini, a loro volta ricoperti da strati calcarei.

Su una di queste alternanze di rocce varie, nella salita verso la vetta della montagna, si trovano le botteghe e altre case usate per una sorta di fiera che ha luogo ogni anno nel mese di settembre. Da questo punto fino alla sommità si incontra solo una massa di calcare cristallino, sulla quale, tra l'altro, si trovano le fondamenta della chiesetta di *Nostra Signora di Gonnari*. Non avendo compreso bene la composizione della montagna, soprattutto a causa dei calcari steatitici e della pietra ollare che avevo raccolto in precedenti escursioni e che fanno parte della collezione (n. *B75*, *B76*, *B77*), incaricai il De Vecchi, che doveva visitare la zona dopo di me nel 1847, di studiare per bene la posizione relativa di queste rocce. Il geologo mi diede piena soddisfazione fornendomi una sezione del monte di Gonnari che inserisco nella pagina successiva, accompagnata dalle sue osservazioni.

Fig. 11

g, granito; *f*, schisto micaceo con ferro oligisto brillante; *c*, calcare cristallino; *s*, schisto cristallino; *ss*, schisto con steatite; *o*, oficalce.

De Vecchi riconobbe che il minerale che qui viene chiamato *perda moddi* ('pietra molle'), e che in effetti non è altro che roccia ollare o pagodite, si mostra in piccoli e sottili filoni molto irregolari, posti di traverso negli schisti micacei e talcosi; apparentemente questi filoni sembrano estranei alla formazione originaria delle rocce che attraversano: sembrano essere piuttosto il risultato di certe trasformazioni subìte dalle rocce schistose posteriormente al loro stato primitivo.

Verosimilmente un fenomeno analogo a quello appena segnalato per gli schisti avvenne anche per gli strati calcarei che si trovano sulla cima del monte: ma il risultato finale fu ben diverso per il ruolo giocato quasi sicuramente dalla roccia calcarea nell'opera di metamorfismo. La steatite che, attraversando gli schisti, formò piccoli filoni si è intimamente mescolata con le sostanze calcaree formando una sorta di oficalce (*B76*); altrove questa roccia non si trova irregolarmente mescolata alla massa calcarea, ma si presenta sotto forma di un tortuoso filone diretto approssimativamente da N a S, come si vede segnalato nella figura. Queste sono per sommi capi le importanti osservazioni dovute al mio giovane collaboratore, che mi ha anche dato il permesso di servirmene qui.

Silanus. Per trovare un terreno simile a quello appena descritto attraverseremo ora il Tirso a Ottana per recarci a *Silanus*, che si trova alle falde della *catena del Màrghine*.

Questo centro è conosciuto in Sardegna per un rilievo di marmo bardiglio del tutto analogo a quelli di Mandas e del castello di Medusa. Anche qui il calcare è associato allo schisto, che sembra esso stesso aver subìto numerose alterazioni. Esso poggia su una massa granitica che compone il monte di *Bolòtana* e che si ritrova pressappoco all'entrata dell'abitato di Silanus, quando vi si arriva da est. All'inizio si tratta di una successione di rocce schistose nerastre contenenti numerosi cristalli di macla bianca incrociati fra loro così da produrre un bell'effetto sul colore scuro della roccia, che passa in modo poco appariscente ad uno schisto talcoso molto elaborato, contenente grafite anch'essa schistosa e impura, erroneamente classificata come antracite (*B69*, *B70*).

Spesso è incisa da venature e nuclei di quarzo bianco *B71*. È soprattutto in questo schisto che iniziano a mostrarsi dei banchi più o meno sostanziosi di calcare subcristallino grigio chiar che attraverso varie sfumature e vari stati di più o meno pronunciata cristallizzazione passa al marmo bardiglio *B72*. Uno di questi banchi forma la vera e propria montagna che domina il paese, nella quale tempo fa era stato praticato uno scavo abbastanza regolare. Tutte le rocce descritte concordano nella direzione degli strati che è O 38° N - E 38° S, con un'inclinazione di 60° a S-O.

Gli stessi schisti macliferi appena segnalati a Silanus in contatto o in prossimità del granito si ritrovano nuovamente sull'altro versante della montagna granitica di Bolotana; vicino a *Illorai* vi si trovano associati allo schisto carbonioso, insieme alla grafite ed a banchi di marmo grigio subcristallino. I cristalli di macla sono lunghi e come argentati e raggruppati tra loro a ventaglio, quasi a simulare l'impronta di una zampa d'uccello. Il fondo della roccia è di un nero verdastro: è su di esso che si disegnano questi curiosi gruppi di cristalli, incrociati in manier così sorprendente (*B73*).

Durante la prima visita a questo paese, nel 1827, mi avevan parlato molto di una roccia che gli abitanti chiamano *gesso*: s ne servono per fare calamai, pipe e anche piccole statue di san ti. Ad una prima vista di questi oggetti, rozzi e infantili, mi f facile stabilire che il preteso *gesso* non era altro che steatite chiamata anche pietra ollare o pagodite; ma a me interessav conoscerne il giacimento, costituito inizialmente da grandi ban chi di quarzite grigiastra a strisce, alternata con calcar anch'esso grigiastro e leggermente cristallino, a sua volta alter nato a roccia schistosa, a volte filladica, a volte tendente al pietra lidia.

Nella roccia quarzosa sottostante al marmo si trova la pietr steatitica, in nuclei o in piccoli strati, associata a una pirite ch si decompone facilmente. La steatite di Illorai (*B74*) si differen zia da quella di Gonnari per il colore giallastro e per le macchi di ruggine, dovute al contatto con le piriti esposte agli agent atmosferici.

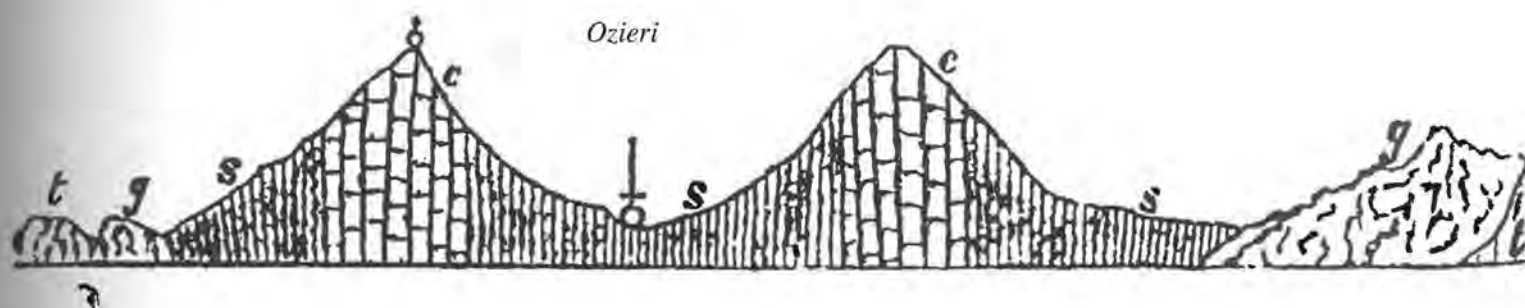
Sempre nella stessa zona si trova la pretesa miniera d zolfo, che non è altro che un ammasso di piriti in decompos zione in una roccia schistosa e anche quarzosa, molto altera dallo scorrere di vari rigagnoli d'acqua che N-E attraversan gli strati.

Gli schisti macliferi continuano a mostrarsi fino al torrente che separa il territorio di Illorai da quello di *Bottidda*: qui si trova nuovamente il granito, che forma tutta la piattaforma del *Monte Rasu*. La roccia schistosa non appare più.

Ma non appena si torna sul versante settentrionale del monte, in direzione di *Nughedu*, si vedono riapparire le stesse associazioni schistose e di calcari cristallini già segnalate a Silanus ed a Illorai. L'abitato di Nughedu è edificato soprattutto su banchi di marmo bardiglio, che passa per tutte le gradazioni di colore, dal grigio-blu scuro fino ad un bianco che ricorda il marmo di Carrara. Gli strati, all'ingresso del paese verso sud, si dirigono pressappoco da N, N-E a S, S-O.

Ozieri. Lo stesso tipo di terreno continua fino alla città di *Ozieri*, sempre con alternanze di schisti, a volte filladici, a volte schistosi, e raramente micacei con banchi calcarei. Il lembo calcareo-schistoso è in qualche modo inserito in una grande massa granitica, come mostra la sezione qui sotto.

Attraverso la sezione si può osservare che Ozieri è edificata sullo schisto, in mezzo a grandi masse verticali calcaree a loro

Fig. 12

schisti talcosi e micacei; *c*, calcare talcoso e cristallino; *q*, granito; *t*, trachite antica.

volta affiancate da schisti in contatto col granito. Il calcare delle due cime, soprattutto quella su cui si trova la chiesetta della *Vergine di Monserrato*, è biancastro o grigio-sale; in qualche punto assume un colore verdastro e in altri rosa pallido simile a quello che, presso il Lago Maggiore, viene chiamato marmo di Crevola. Il marmo di Ozieri è molto talcoso (*B78*) e rassomiglia un po' a quello di Gonnari e di Silanus. Il convento dei Cappuccini che domina la città si trova posato sugli schisti, i cui strati sono quasi verticali e mostrano una direzione N-S, che è la stessa di tutta la massa schistosa inserita nel granito.

Sotto Monserrato e ai piedi della stessa città vi è una grande pianura, chiamata *Campo di Ozieri*, ricoperta di tufo trachitico e di materiali alluvionali; al di là del Campo gli schisti talcosi e micacei fanno una nuova apparizione e, a *Tula*, formano la base e il fianco orientale del grande altopiano trachitico del *Sassu*. Si trovano anche sulla riva sinistra del *Coghinas*, dove possono mostrarsi sotto la massa di rocce trachitiche che li ricopre in gran parte; infine appaiono, per l'ultima volta in questa zona, sui fianchi della rocca dove si trovano le rovine del *Castello d'Oria*, del quale parleremo tra poco.

La Nurra. Un piccolo gruppo di monti, che per la loro somiglianza con i terreni di cui stiamo parlando credo giusto inserire in questo capitolo, è quello che segna il limite dell'isola a N-O, dal capo dell'*Argentiera* fino a *Capo Falcone*: è una importante parte del territorio della Nurra e si può dividere in due blocchi, uno schistoso e l'altro calcareo. Siccome quest'ultimo appartiene ai terreni secondari e cretacei, ci occupiamo per il momento solo della parte schistosa.

Quando si parte da *Alghero* per percorrere la costa settentrionale, il primo segno di roccia schistosa che si trova si può vedere sotto la massa di grès che forma il *Monte del Caporone*, nel piccolo bacino di *Porto Girato*. Se da qui si guarda verso est si viene colpiti dalla forma slanciata e dentellata di una montagna vicina, molto pittoresca, chiamata *Monteforte*, sulla quale vi sono ancora in piedi i resti di un castello medioevale.

Questa montagna è essenzialmente schistosa con rocce talvolta talcose, tal'altra micacee, fortemente elaborata e penetrata da un'infinità di filoni e di nuclei di quarzo bianco, che non mostrano la regolarità di quelli segnalati al Monreale di Sardara, al Monte Ghìrghini e in altre località; al Monteforte attraversano disordinatamente gli schisti, di cui non sono riuscito a stabilire chiaramente la direzione. Vicino all'ovile che sta sotto l'antico castello, a sud, gli schisti vanno verso E, S-E e sono inclinati verso N, N-E: i filoni di quarzo sembrano al contrario dirigersi da N, N-O a S, S-E: ma, ripeto, questi schisti sono talmente spezzati e fratturati dai filoni quarzosi che è impossibile assegnare loro un andamento preciso e regolare.

Lo stesso Monteforte forma l'estremità orientale di una catena trasversale in direzione E-O, di cui l'altra estremità è rappresentata dal capo dell'Argentiera, che è il più occidentale di tutta la Sardegna. Sul versante settentrionale, sotto un ovile chiamato anch'esso l'*Argentiera*, si vedono altre due piccole catene o piuttosto ondulazioni, dirette da ovest a est: ciò sembra annunciare che la direzione di queste tre catene ed anche la loro formazione siano state provocate da un movimento particolare manifestatosi in senso perpendicolare rispetto al meridiano.

Chi procede verso nord dall'ovile dell'Argentiera vede di fronte a sé elevarsi un altro piccolo rilievo, parallelo ai prece-

denti, il cui punto culminante si trova sul mare; gli schisti di questa località passano alla fillade ed anche allo schisto argilloso, e sarebbero stati difficilmente distinguibili da quelli di Gonnesa e di Fluminimaggiore se fossero stati fossiliferi. D'altronde la forma arrotondata di queste colline ed un certo aspetto delle rocce che non riesco a spiegare mi costringono a considerarne i terreni analoghi a quelli già descritti minuziosamente nella prima parte del capitolo.

Tutti gli schisti della Nurra, come sottolinea opportunamente De Vecchi nei suoi appunti, «hanno una direzione sempre tendente alla perpendicolare del meridiano» e una inclinazione verso l'interno, dal lato opposto a quello del mare, percorrendo la riva del quale, da *Capo Zampino* a *Capo Negretto*, si vede solo una falesia più o meno elevata, ma sempre a picco, che lascia intravvedere le estremità degli strati schistosi, che sono fortemente inclinati verso est.

Questi strati schistosi si ritrovano ad una grande distanza dalla costa, sotto terreni giurassici e cretacei. Vicino all'ovile di Andrea de Roma, in località *San Giorgio*, i banchi secondari sono posti direttamente su uno schisto filladico leggermente fibroso e nerastro (*B79*), molto simile a quello segnalato a Mandas e a Silanus, associato al marmo bardiglio.

Ma l'ardesia più caratteristica della zona è quella che forma il Capo Negretto: si tratta di uno schisto filladico nerastro, molto compatto e non effervescente, che dà un'ardesia solida e pesante, più adatta a fare lastre e gradini ed anche architravi di porte e finestre piuttosto che ad essere impiegata per copertura di tetti (*B80*). Può essere resa abbastanza facilmente lucida, tanto che l'abbiamo vista lavorare come il marmo per coprire tavoli e mensole. La scoperta di questa cava, attualmente abbandonata, risale ad un'epoca assai remota, dato che lo storico Fara nella sua *Geografia della Sardegna*, parlando del Capo Negretto dice: «*A statione Palmae ad promontorium Nigrum, ubi est insignis lapidicina petrae nigrae*».

Dal Capo Negretto, seguendo la costa della Nurra, si trovano sempre rocce schistose: a Capo Falcone e all'Asinara esse assumono un aspetto cristallino.

Dato che di queste rocce si è parlato già alla fine del primo capitolo, mi asterrò dal darne una nuova descrizione: mi limito a dire che attribuisco il loro stato attuale all'infuenza delle rocce granitiche vicine: le considero comunque di origine analoga a quella delle altre rocce schistose menzionate nel presente capitolo.

Conclusioni. Dopo tutta l'esposizione fatta fino ad adesso, è facile convincersi che le formazioni siluriane, che sembrano essere assenti nel resto d'Italia, sono invece molto diffuse in Sardegna. Disgraziatamente le località fossilifere di questi terreni sono così scarse che mi fu impossibile stabilire con precisione i piani delle rocce visitate. Credo comunque che la presenza delle *Orthis*, degli *Orthoceras*, della *Cardiola Interrupta* e del *Graptolitus Priodon* di Fluminimaggiore e Gonnesa sia sufficiente a provare nella zona la presenza di due terreni: cioè la parte superiore del terreno siluriano inferiore e quella inferiore del siluriano superiore. Questi due piani costituirebbero, secondo noi, la massa principale del gruppo occidentale, così come il gruppo orientale, con i suoi graptoliti di Goni, i suoi *Orthoceras* e i fossili di Silius, potrebbe più facilmente appartenere alla parte inferiore del piano superiore.

Quanto alla presenza di terreno devoniano nell'isola non saprei né escluderla né ammetterla, perché i fossili di questa categoria sono completamente assenti. Si potrebbero probabilmente considerare devoniani certi calcari sovrastanti i terreni siluriani in stratificazioni discordanti, come a Santa Giuliana, al Monte San Giovanni e a Domusnovas, ma senza dati paleontologici non ci si può certo pronunciare in merito: ecco perché mi asterrò dal fare altre considerazioni generali. I geologi che un giorno continueranno il mio lavoro nell'isola saranno probabilmente più fortunati, se scopriranno altre zone fossilifere oltre quelle offerte dai terreni di cui ho parlato in questo capitolo.

CAPITOLO TERZO

Depositi carboniosi dell'era carbonifera

I terreni carboniosi. Ho molto esitato su quale titolo fosse più adatto per questo capitolo, destinato esclusivamente a certi depositi di materiali carboniosi, scarsamente sviluppati, soprattutto nella parte montuosa centrale della Sardegna e sotto i terreni che abbiamo appena finito di descrivere. L'assenza di ogni specie di roccia che possa rassomigliare al calcare carbonifero e al relativo deposito impedisce di adottare il nome di 'terreno carbonifero', che d'altra parte potrebbe far supporre l'esistenza, nelle località interessate, del carbon fossile propriamente detto, cosa che non corrisponde alla verità, dato che l'unico combustibile che vi si è trovato si trova allo stato di antracite.

Anche l'appellativo di 'terreno antracifero' o 'antracitoso' non sarebbe stato esatto: prima di tutto perché le varietà di carbone offerte da questi luoghi non sono tutte allo stato di antracite; in secondo luogo perché il nome di 'terreno antracifero' è già stato usato altrove per designare un deposito di tutt'altro tipo, i cui resti organici contenuti non corrispondono a quelli delle mie ricerche.

Ora, siccome le impronte vegetali che vi si sono riscontrate, anche se in scarso numero, indicano soprattutto una flora dell'Era Carbonifera, ho pensato prudentemente che fosse giusto designare questo terreno col nome della relativa era, piuttosto che con uno degli altri nomi.

Nelle *figure 1* e *2* della *Tavola II* i terreni di cui ci occuperemo figurano come due isolotti ravvicinati, che, riuniti, formavano a suo tempo un'unica isola, leggermente allungata in senso NO-SE.

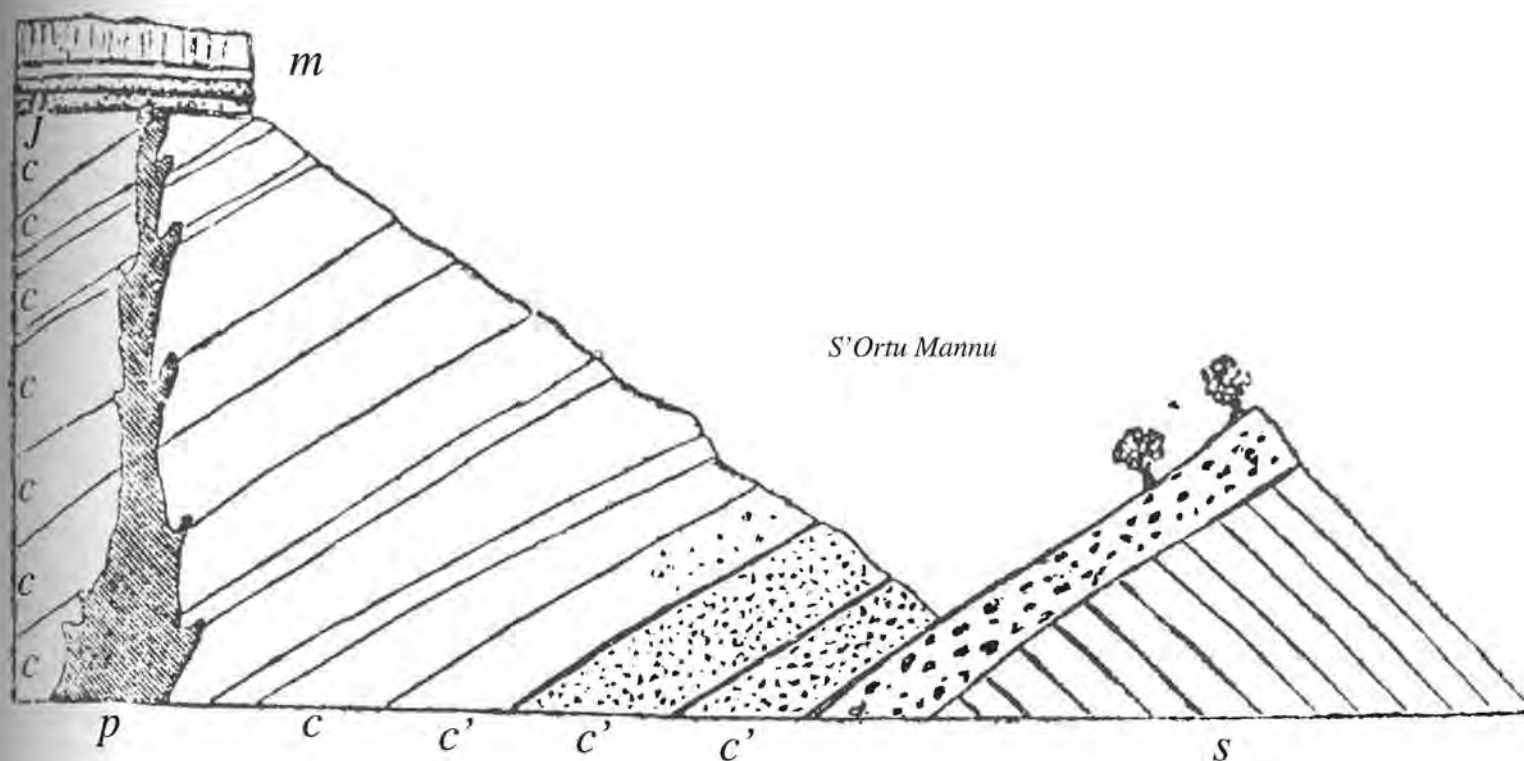
Probabilmente il deposito aveva questa forma e questa posizione fin dalle origini. Nella carta geologica del mio atlante, dove ho dovuto tener conto degli spostamenti e delle vicissitudini subìti da questi terreni dopo la loro formazione, ho dovuto rappresentarli isolati e frazionati, come si trovano attualmente, cioè formanti una serie di piccoli lembi disposti da N-O a SE.

La disposizione o, meglio, questa serie di lembi separati mi ha fatto sperare per molto tempo di poter trovare, nel prolungamento della loro linea verso S-E, dei depositi simili che, per la loro maggiore vicinanza alla costa, avrebbero potuto acquisire una certa importanza industriale; ma le ricerche condotte a più riprese mi hanno fatto riconoscere che il più meridionale dei depositi in questione è esattamente quello di Perdas de Fogu ed è proprio da questo che inizieremo la descrizione, seguendo la direttrice SE-NO già indicata.

Perdas de Fogu. Il piccolo e poverissimo villaggio di *Perdas de Fogu*, chiamato anche *Foghesu*, è costruito in gran parte su un deposito orizzontale di calcare magnesiaco del periodo giurassico, poggiante su un sistema di schisti inclinati e contorti, probabilmente di origine siluriana; ma quando si esce dal paese verso nord, dopo appena un quarto d'ora di strada ci si trova su un terreno molto diverso, composto essenzialmente di schisti di aspetto più terreo, grigiastri o nerastri, che passano alla pietra lidia.

Piccoli strati o filetti di materiale carbonioso, spesso tendenti allo stato di antracite, si trovano frapposti alle fogliettature degli schisti: tutto l'insieme forma un terreno molto diverso dagli schisti più vecchi, sui quali poggiano in stratificazione discordante.

Osserviamo innanzitutto le discordanze di stratificazione: per questa ragione pubblico nella pagina a fianco la sezione tracciata nel 1847 insieme a De Vecchi, dal fondo della valle *S'Ortu Mannu*.

Fig. 13

s, schisti siluriani in direzione O 20° N, con forte inclinazione verso N 20° E; *c'c'*, puddinga schistosa a frammenti di schisto e di quarzo, in direzione N 30° O, con notevole inclinazione verso O 30° S; *c*, successione di schisti argillosi grigi o nerastri con banchi di quarzite nera e sottili strati d'antracite; *g*, grès formante la base del deposito giurassico; *m*, banco orizzontale di calcare magnesiaco giurassico; *p*, filone porfirico, che attraversa solamente i terreni schistosi e antraciferi.

Questa discordanza di stratificazione illustrata nella figura è un fatto positivo; la si può verificare seguendo per lungo tratto la linea di separazione dei due terreni nel fondo della valle di Ortu Mannu, che va da N-E a S-O; ma ciò che toglie ogni dubbio sulla minore anzianità di questo terreno rispetto agli schisti siluriani è la composizione dei relativi banchi inferiori, formati evidentemente a spese degli schisti ai quali sono sovrapposti.

In effetti, osservando attentamente gli strati inferiori del terreno carbonifero indicati nella figura con le lettere *c'*, non si tarda a riconoscere che si compongono di una puddinga grossolana a pasta argillo-schistosa, i cui nuclei sono frammenti di quarzo e pezzi dello stesso schisto sovrastante.

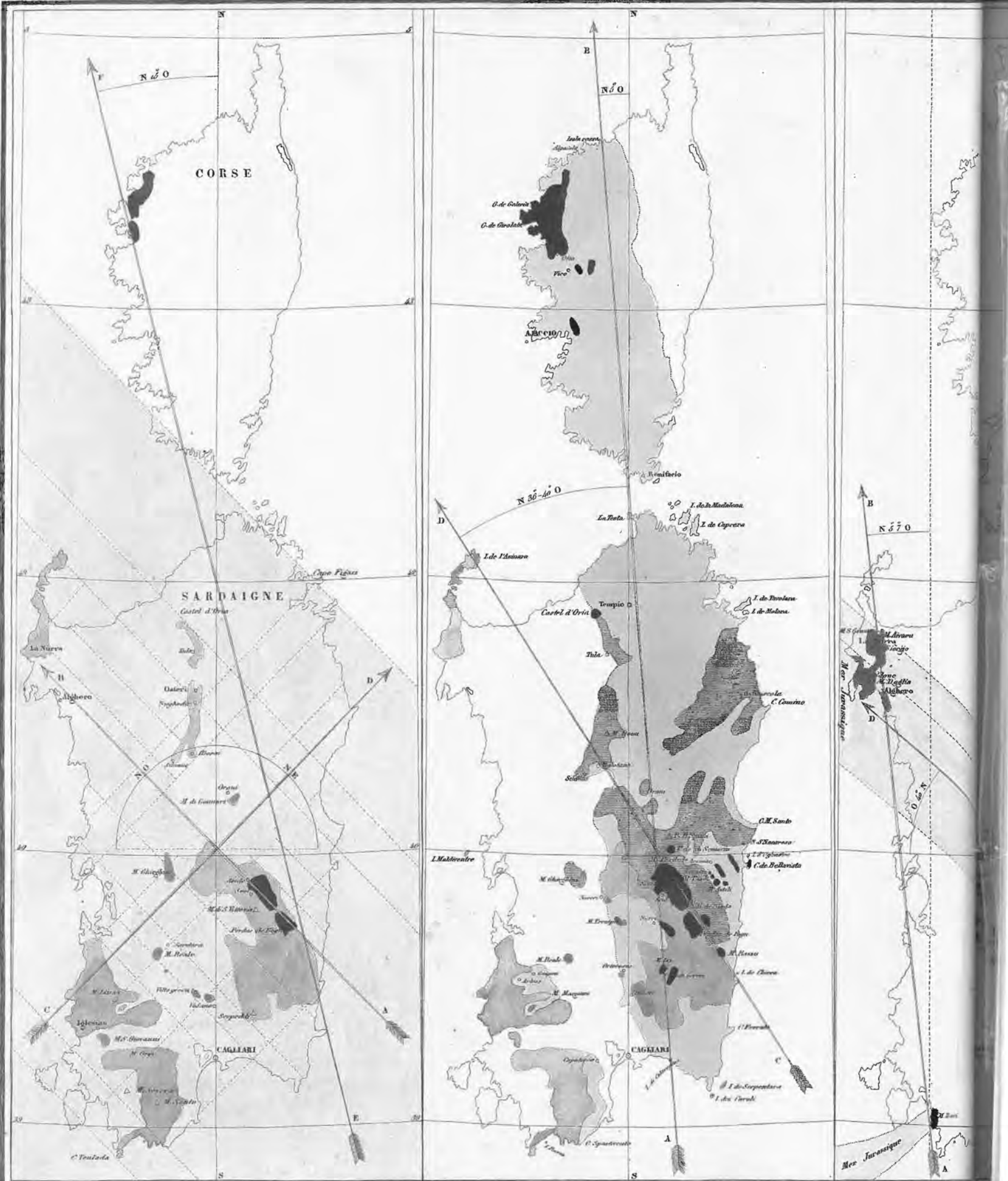
Man mano che si sale per il pendio occidentale di questa profonda valle, si vede la puddinga lasciare il posto ad una specie di grovacca contenente ancora frammenti di schisto *C1, 2*. Le grovacche si alternano con uno schisto terroso, grigio o nerastro, che contiene rare impronte vegetali (*C7*): più spesso sono associate a banchi di roccia quarzosa, o ad una specie di ftanite grigiastra o, più spesso, nera con qualche venatura bianca (*C3*). È in mezzo a queste alternanze che si possono vedere strati di un'argilla grigiastra molto untuosa, che contiene sottili depositi di carbone e anche noduli della stessa sostanza *C4*.

In altri punti si trovano banchi di argilla nera abbondantemente impregnati di materia carboniosa, cristallizzata e lucente, ma sempre di spessore minimo (*C5, 6, 7*). Sulla sommità della valle gli strati sono quasi tutti schistosi o quarzosi, senza tracce di materiale carbonioso.

Questo terreno acquista sul pendio occidentale della vallata un certo spessore, che possiamo stabilire in 60 -100 metri.

Disgraziatamente la vegetazione e le asperità del terreno mi impedirono di compiere uno studio più approfondito e, siccome la sezione che potrei pubblicare risulterebbe molto incompleta, mi limiterò a riprodurre qui di seguito il profilo di uno scavo di ricerca e quello di un pozzo fatto fare da me nel 1844, quando arrivai in questa località in compagnia del mio defunto amico cavalier Francesco Mameli, ingegnere minerario sardo, che restò qui qualche giorno con alcuni minatori.

spessore

1. Etendue primitive des terrains siluriens de la Sardaigne
2. Première direction des dépôts siluriens et des filons quarzeux, NO. SE.
3. Seconde direction NE SO, perpendiculaire à la première;
4. Apparition en Sardaigne d'un ilot, sur le quel végétèrent les plantes du terrain houiller.
5. Dépôt de combustible en Sardaigne
6. Direction de ce dépôt avec celui de Corse, dans le sens N 13° O (Système du Forex)

1. *Estensione primitiva dei terreni siluriani della Sardegna.*
2. *Direzione dei depositi siluriani e dei filoni quarzosi (NO-SE).*
3. *Seconda direzione NE-SO, perpendicolare alla prima.*
4. *Apparizione d'un isolotto, con vegetazione del Carbonifero.*
5. *Formazioni di un deposito di combustibile.*
6. *Direzione di questo deposito, con quello della Corsica, nel senso N-O (Sistema di Forest).*

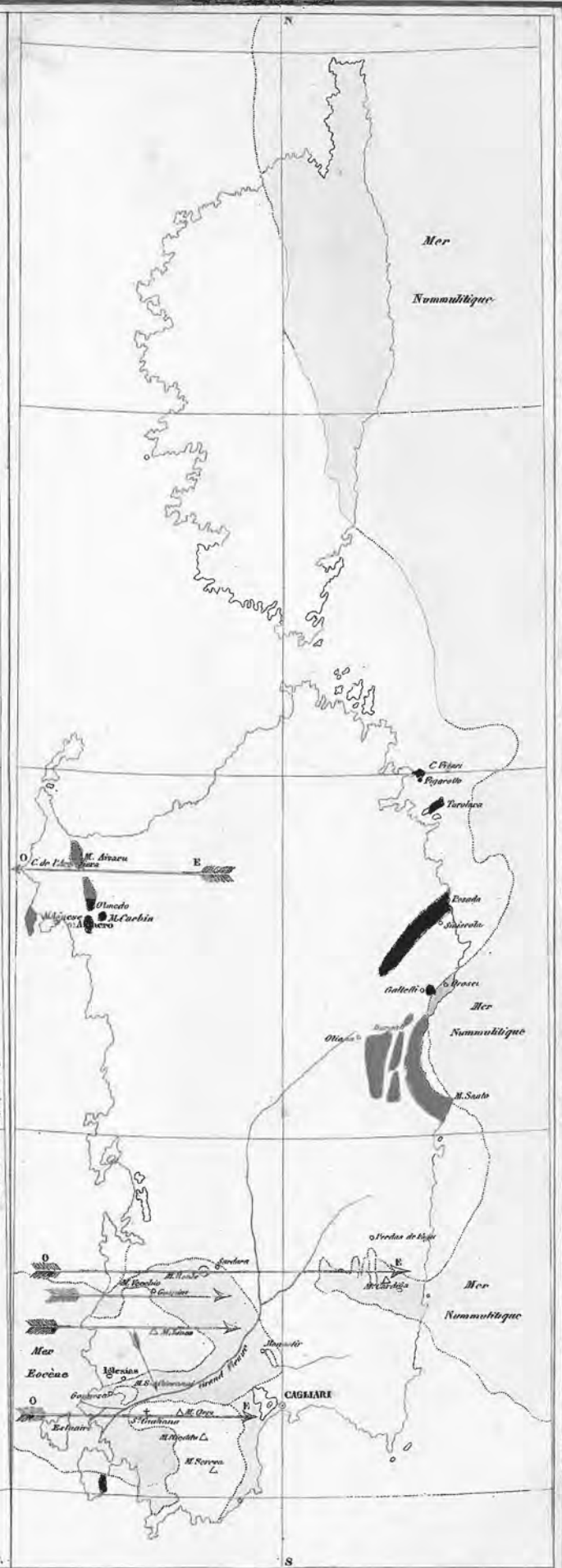
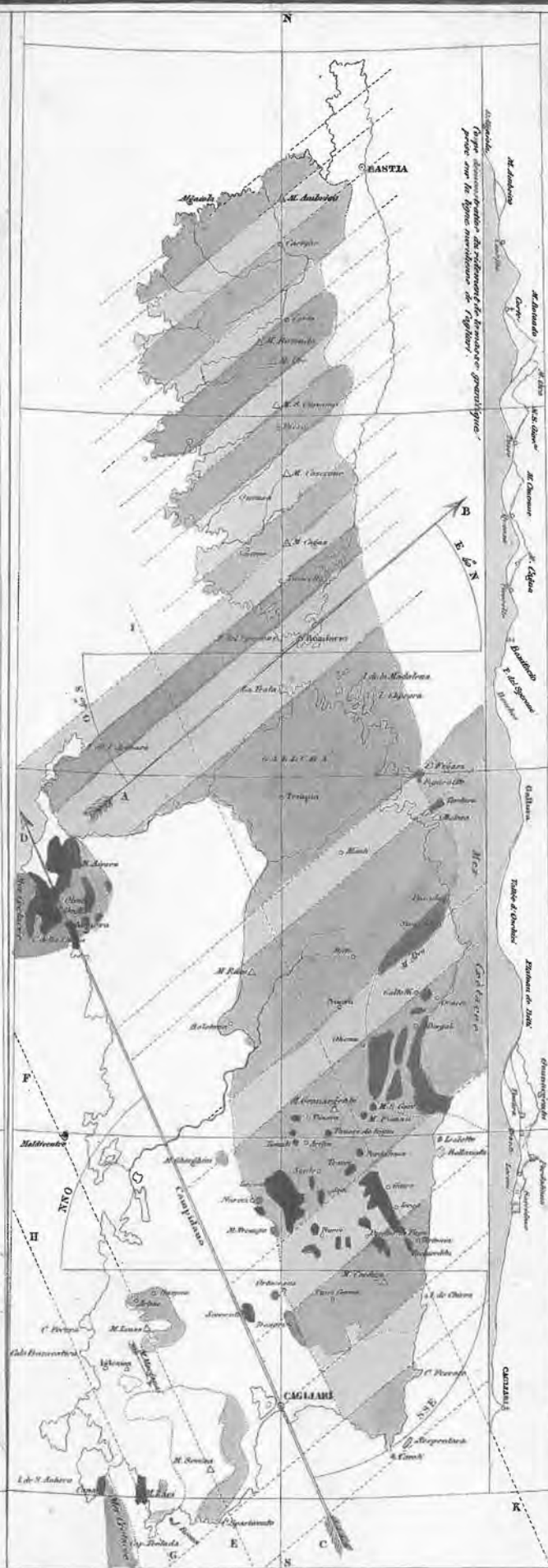
1. Apparition de la grande masse granitique Sardo-Corse; direction N 5° (7) O (Système du Nord de l'Angleterre) Schistes siluriens devenus cristallins
2. Porphyres rouges (du grès rouge?) direction N. 36° (40) O

1. *Apparizione della grande massa granitica sardo-corsa, con direzione N 5° - O 7° (Sistema dell'Inghilterra settentrionale). Schisti siluriani divenuti cristallini.*
2. *Porfidi rossi (del grès rosso?), con direzione N 36° - O 40°.*

Tavola IIa. Prima serie delle differenti fasi geologiche in successione riguardanti la Corsica e la Sardegna.

1. Dépôts Jurassiques (Oolite ...
direction N. 5° O, celle de ...
2. Dépôts de l'Oolite moyen...
3. Dépôt de l'Oolite supérieur...
4. Dépôts des calcaires de N...

1. *Depositi giurassi... l'Oolite inferior... Monte Zari e di Al... allineati tra di loro... direzione N 5°O, la... sa della massa gra... (figura 2).*
2. *Depositi dell'O... media: Monte D...*

...uccessivement les îles de Corse et de Sardaigne

1. Dépôts Crétacés sur les bords de la Sardaigne, qui avait déjà à peu près ses limites actuelles.
2. Ridement de la grande masse granitique dans la direction E 40 N, formation des vallées obliques de Corse et de Sardaigne dans cette direction, soulèvement et dolomisation des terrains crétacés de la Sardaigne Orientale.
3. Mouvement du sol dans la direction NNO (Système du Mt. Viso) Soulèvement des plateaux de l'Oolite supérieure, affaissement et première ébauche de la grande vallée du Campidano, allignement des cimes Linas Severa, direction donnée à la chaîne du Marganai et aux falaises de Caladomestica et du Cap Teulada.

1. Mouvement partiel du sol sarde vers l'Ouest, direction OE.
2. Dépôts nummulitiques vers l'Est de la Corse et de la Sardaigne.
3. Dépôt du terrain Eocène à Cerithes, et à Milliolites de la Sardaigne occidentale.

1. Movimento parziale del suolo sardo verso Ovest, con direzione O-E.
2. Depositi nummulitici nella parte orientale della Corsica e della Sardegna.
3. Deposito del terreno eocenico a Ceriti e Millioliti della Sardegna occidentale.

San Giorgio, Monte Aivaru.
3. Deposito dell'Oolite superiore in una nicchia (o uno sprofondamento del suolo), con direzione O 40°N.
4. Depositi dei calcari di Nureci e di Serrenti.

(→ 4° colonna, QUI SOPRA): 1. Depositi cretacei sulle coste della Sardegna, che aveva già quasi gli stessi bordi costieri odierni.
2. Rotazione della grande massa granitica nella direzione E 40°N, formazione delle valli diagonali della Corsica in questa direzione, sollevamento e dolomitizzazione dei terreni cretacei della Sardegna orientale.
3. Movimento del suolo nella direzione N-NO (Sistema del Monviso). Sollevamento degli altipiani dell'Oolite superiore, sprofondamento e primo sbocco della grande vallata del Campidano, allineamento delle cime Linas e Severa, direzione impressa alla catena del Marganai e alle falesie di Cala Domestica e del Capo Teulada.

Seconde série des différentes phases géologiques par les

1. Mouvement dans la direction N.S., des terrains des deux îles (Système Sardo-Corso)
2. Apparition de Serpentines en Corse; Soulèvement de la Sardaigne centrale, alignement de ses cimes principales avec l'extrémité septentrionale de la Corse.
3. Apparition à l'Ouest de la Sardaigne des Trachytes anciens, dans la même direction N.S.
4. Soulèvement dans cette direction et dans la même partie occidentale de la Sardaigne, des Terrains Jurassiques et Crétacés (M. Zari, Alghero, S. Giorgio, M. Aivaru, Porto Conte)
5. Dépôt du T. Miocène de Cagliari, et des Tufs ponceux; calcaire d'eau douce avec silex.

1. Movimento nella direzione N-S dei terreni delle due isole (sistema sardo-corso).
2. Apparizione di serpentina in Corsica. Sollevamento della Sardegna centrale. Allineamento delle sue cime principali con l'estremità settentrionale della Corsica.
3. Apparizione nella Sardegna occidentale delle trachiti antiche nella stessa direzione N-S.
4. Sollevamento in questa direzione e nella stessa parte della Sardegna occidentale delle rocce giurassiche e cretacee (Monte Zari, Alghero, San Giorgio, Monte Aivaru, Porto Conte).
5. Deposito del Miocene di Cagliari e dei tufi pomicei, calcare d'acqua dolce con silice.

1. Apparitions par groupes isolés des Trachytes phonolitiques et amphiboliques, et des leurs conglomérats, dans deux directions N.S. et N 25° O.
2. Fendillement et grandes érosions dans la masse des Trachytes anciens, suivant les deux directions ci-dessus;
3. Invasion successive dans ces deux canaux, de la mer tertiaire; (Mio-pliocène)

1. Apparizione a gruppi isolati delle trachiti fonolitiche e anfiboliche e dei loro conglomerati nelle due direzioni N-S e N 25°- O.
2. Fessurazione e grandi erosioni nella massa delle trachiti antiche nelle due direzioni qui sopra.
3. Successiva invasione del Mare Terziario in questi due canali (Miocene- Pliocene).

Tavola IIb. Seconda serie delle differenti fasi geologiche in successione riguardanti la Corsica e la Sardegna.

1. Éjection et expansion des
déposés; coulées sou
2. Apparition sur la côte Orient
3. Filons de matière basaltiq
Subapennine; grandes, co
fracture préexistantes.

1. Eiezione e esp
delle rocce basa
terreni subapp
depositati da poco
sottomarine?).
2. Apparizione sul
orientale, molto
mare, di eruzioni
che.

Filoni di materia basaltica nei conglomerati vulcanici e nei terreni subappenninici, grandi colate basaltiche del Monte Ferru, dove si incrociano le tre linee di frattura preesistenti AB, CD, EF.

1. Sollevamento della catena del Limbara nel senso SE-NO, sistema delle Alpi principali. Rottura dello stretto di Bonifacio, formazione della valle da Oschiri a Terranova.
2. Deposito di grès e di sabbie quaternarie in tutto il bacino del Mediterraneo.
3. Crateri recenti in direzione N-S della Sardegna centrale.
4. Movimento del suolo nella direzione N30°-O (sistema del Tenaro), sollevamento del deposito quaternario del solo terreno del Campidano e della spiaggia con vasellame dei dintorni di Cagliari, breccia ossifera "diluvium" rossastra; terre rosse.

LEGENDA - Scisti cristallini - Terreno Siluriano - Terreno Carbonifero - Terreno Giurassico - Terreno Cretaceo - Terreno Eocenico - Terreno Miocenico - Terreno Pliocenico - Terreno Quaternario e del Diluvium antico - Granito e Pegmatiti - Porfidi rossi - Trachiti antiche - Tufi pomicei - Trachiti Fonolitiche - Conglomerati vulcanici - Colate basaltiche - Crateri recenti - Alluvioni moderne - Serpentine della Corsica, Dioriti della Sardegna.

Tavola D. *Fossili dell'Era Carbonifera. Vedi anche: APPENDICE, pagine 250 - 251.*

Torino, Lit. Giordana, Grand Didier e Salusscha 1855.

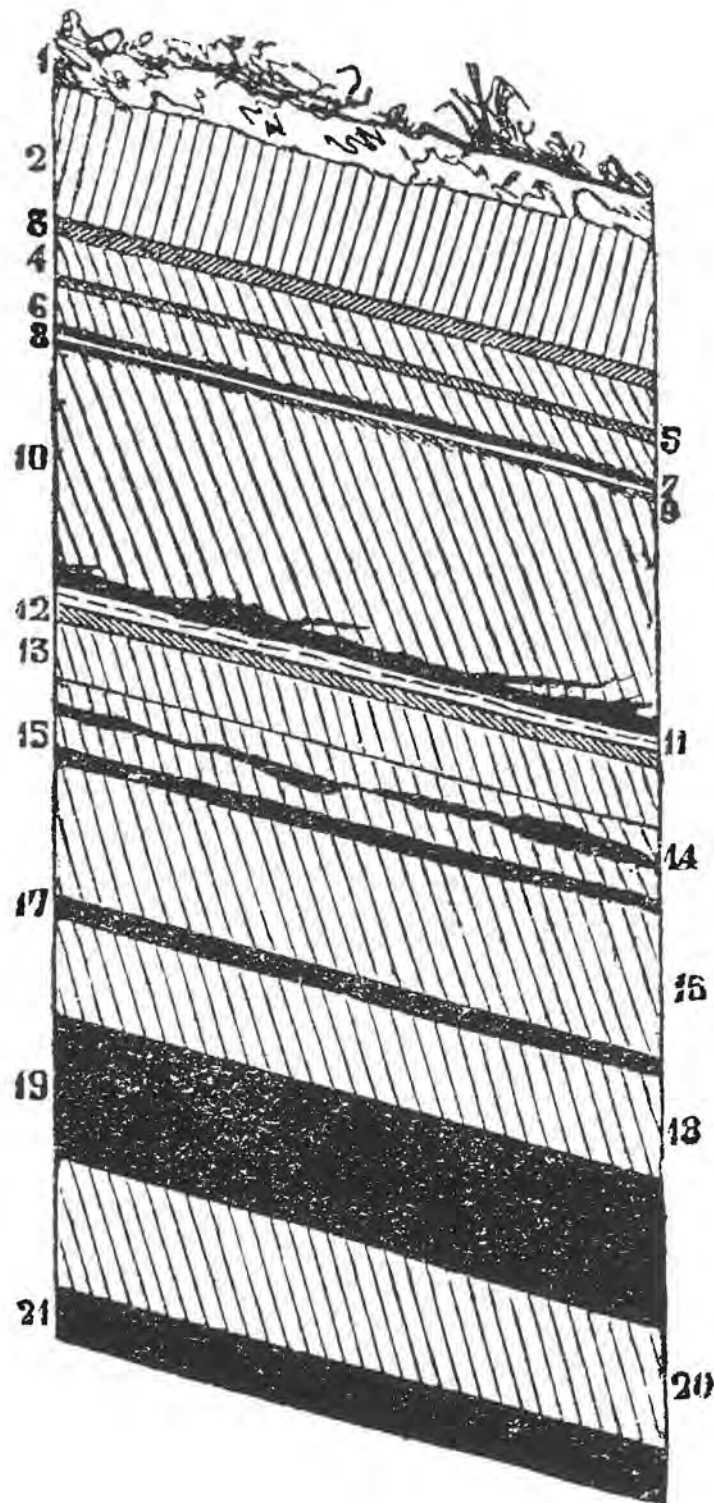
Fig. 14

Sezione dimostrativa di uno scavo di ricerca a cielo aperto, praticato presso la sommità del vallone, sotto il nuraghe, nelle vicinanze di Perdas de Fogu.

1, Terra vegetale	0,30
2, Terra nera e quarzo	0,25
3, Quarzo	0,30
4, Quarzo	0,20
5, Quarzo e argilla	1,45
6, Quarzo con piccoli strati schistosi	0,40
7, Quarzo con argilla sopra e sotto	0,10
8, Quarzo con argilla schistosa	0,25
9, Quarzo con strati di schisto nero	0,12
10, Schisto antracitoso con quarzo	0,18
11, Schisto decomposto con strati di quarzo	0,10
12, Argilla untuosa	0,05
13, Quarzo schistoso con piriti	0,16
14, Quarzo compatto con piriti	0,95
15, Schisto quarzoso con piriti	0,10
16, Argilla untuosa con piriti e impronte vegetali	0,50
17, Grès biancastro con argilla	0,60
18, Quarzo con pirite e uno strato di carbone	0,10
19, Idem	0,10
20, Quarzo nero contenente carbone	1,40
21, Schisto decomposto	0,24
22, Grès biancastro	1,00
23, Schisto argilloso, quarzo e acqua	
Altezza totale della sezione	m 8,85

Tra gli strati 3 e 4 vena di carbone terroso	0,08
Tra gli strati 4 e 5 idem	0,05
Nel punto dove questi strati si unificano	0,25
Gli altri piccoli strati carboniosi inferiori dei nn. 18, 19 e 20 sono di appena	0,05

A questa sezione ne aggiungerò un'altra (qui sopra), realiz-

Fig. 15

zata in seguito allo scavo di un pozzo, eseguito in località *Is Alinus* ('gli ontani'), sempre sulla pendice della stessa collina, nelle vicinanze di Foghesu.

	spessore
1, Terra vegetale	0,10
2, Argilla e quarzo	0,40
3, Schisto nero	0,40
4, Quarzo	0,11
5, Schisto	0,02
6, Quarzo	0,12
7, Argilla e schisti, sopra e sotto	0,03
8, Quarzo	0,07
9, Argilla	0,05
10, Quarzo, con 0,05 di antracite	0,60
11, Argilla	0,06
12, Schisto	0,05
13, Quarzo	0,20
14, Quarzo con antracite	0,20
15, Antracite	0,25
16, Quarzo	0,45
17, Antracite	0,05
18, Quarzo	0,30
19, Antracite	0,50
Altezza totale del pozzo	3,60
20, Quarzo	?
21, Antracite	?

(I lavori, giunti a questo punto, furono sospesi per causa di forza maggiore e soprattutto per mancanza di legname di sostegno).

Credo di poter limitare a questi dati l'esposizione delle diffe-

renti parti che compongono il terreno in questione, che alcune circostanze mi impedirono di esplorare meglio. Del resto, altri particolari si potranno conoscere nell'opera citata del Baldracco. Per quanto mi riguarda, non ho nessuna difficoltà ad aggiungere che se gli studiosi hanno poca speranza di trarre altre conoscenze da questo terreno, anche la scienza non può averne un grande profitto: questo perché negli schisti della zona si trovano quantità molto scarse di resti organici appartenenti a tracce di piante carbonifere. Si può dire altrettanto del calcare nero con silice dello stesso colore (*C8*), che ho visto interposto in questi terreni sotto il paese, sulla strada per *Escalaplano* ed anche su quella di *Seui*, dall'altra parte del torrente. Questo calcare, che sembra costituire un banco di scarso spessore, contiene dei corpi sferici rassomiglianti a dei carpoliti.

Ma ciò che è veramente istruttivo per il geologo è il fatto che questo terreno è attraversato in tutti i sensi da numerosissimi filoni di porfido grigio contenenti cristalli di feldspato bianco, di anfibolo e di mica nera *a*** *11*. Il porfido, che cambia molto da un punto all'altro, è venuto in luce in forma di collinette, di zoccoli e di veri e propri filoni. Tra le prime ve ne sono principalmente due non lontano dal paese, verso ovest: anche viste da lontano si riconoscono per l'aspetto eruttivo e contrastante con i terreni in mezzo ai quali sono sorte. Nel fondo della valle del *Rieddu* e anche presso il letto di questo torrente si trova un grande filone dello stesso porfido, che taglia di traverso gli schisti carboniosi e che, dopo averli contorti e raddrizzati, si è riversato su di essi in modo che a prima vista sembrerebbe costituire la parte superiore della formazione di questo terreno. Si potrebbe dire che la natura abbia voluto qui mettere la causa dopo gli effetti e che l'alterazione del terreno carbonioso di Perdas de Fogu, la trasformazione degli schisti in quarziti e del carbone in antracite, così come la volatilizzazione e la penetrazione nelle altre rocce, possono essere attribuite ad una sola causa: e cioè all'azione che ha prodotto ed accompagnato l'eiezione di questi porfidi.

Un altro fatto importante degno di segnalazione è che, mentre i porfidi attraversano in tutti i sensi ed in mille modi il deposito carbonioso, improvvisamente si fermano nel punto in cui si trova un altro deposito, rimasto orizzontale, di calcare magnesiaco giurassico: questo fatto prova che l'eruzione porfirica ebbe luogo prima del deposito dei grès e del calcare magnesiaco stesso. È questo che ho tentato di spiegare nella sezione teorica della figura, dove il filone è contraddistinto dalla lettera *P*.

Seui. Attraversata la grande valle del Rieddu ('piccolo ruscello') precisamente nel punto dove il porfido viene alla luce, se si sale per il pendio occidentale verso il villaggio di *Seui* si continuano ad incontrare gli stessi terreni fino alla discesa verso il fiume *San Girolamo*, che prende poi il nome di *Flumineddu* ('piccolo fiume'); ma, prima di giungervi, si ritrovano gli schisti primordiali sotto i quali penetrano i graniti e le euriti rosse, da non confondere con i porfidi grigi del terreno carbonifero di Perdas de Fogu.

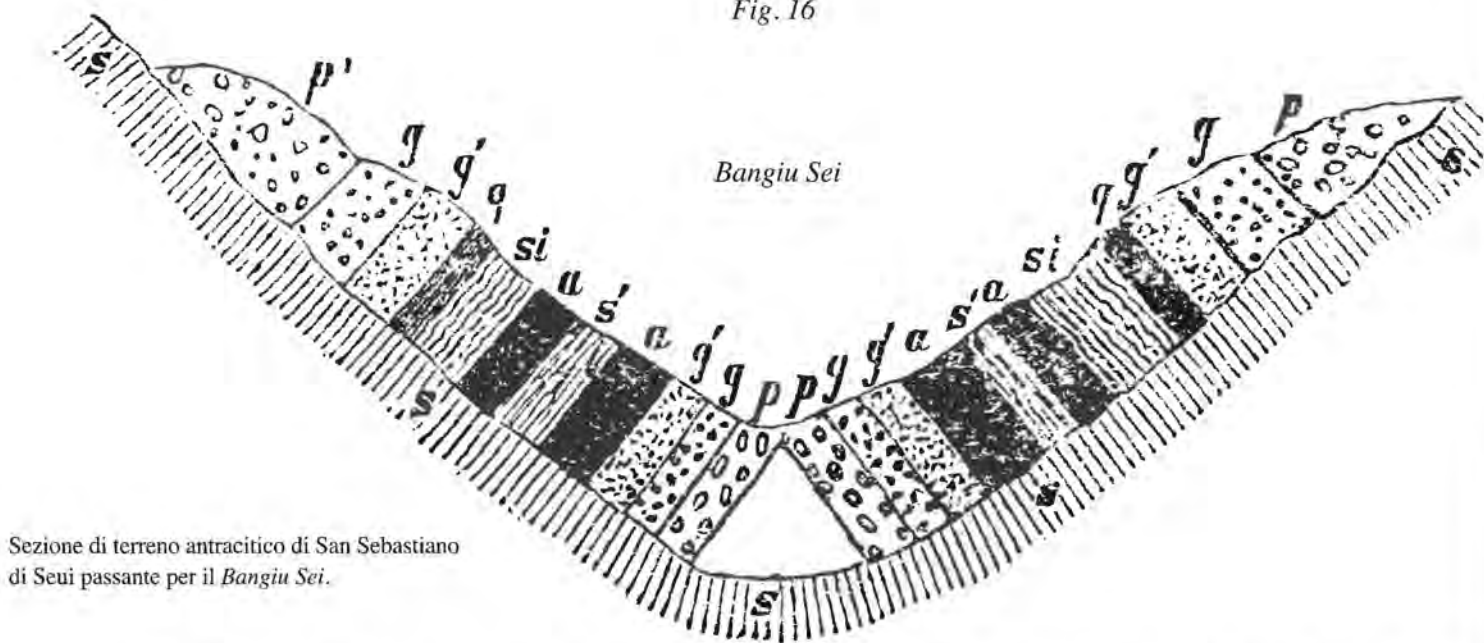
Attraversato il torrente, spesso pericoloso, se invece di prendere la strada per *Ussassai* e per San Girolamo si devia a sinistra in direzione di Seui, passando per la chiesetta di *Santa Lucia*, si incontrano subito le stesse rocce granitiche ed euritiche che si trovano anche sulla riva destra del Flumineddu; ma, dopo un'ora di salita, si giunge ad un terreno leggermente accidentato, formato da schisti carboniosi analoghi a quelli di Perdas de Fogu e anch'essi associati a grovacche.

Questi schisti nerastri e argillosi sono anch'essi poveri di antracite e di impronte vegetali. Comunque devo dire che durante il tragitto compiuto su questa strada nel 1843 col cavalier Mameli, raccogliemmo tra gli schisti nerastri dei corpi sferici della grandezza di piccole noci che mi sembrarono provenire da qualche frutto o da qualche simile corpo di origine vegetale. Disgraziatamente, dopo la morte del mio amico, questi pezzi sono andati perduti ed io non ho avuto più l'occasione di ripassare per quella strada, poco frequentata (se non ricordo male, li inviai circa dodici anni fa al signor Adolphe Brongniart, che li ritenne dei Carpoliti).

Lì vicino, nella stessa zona, si trova un luogo chiamato *Genna Fusti*, a due ore da Seui, dove, secondo l'indicazione del Mameli, si dovrebbe trovare dello schisto con antracite. Questo terreno sembra prolungarsi fino alla base orientale del Monte di Santa Vittoria di Esterzili.

Da questo punto fino al villaggio di Seui il suolo è formato dagli stessi schisti che a Perdas de Fogu sottostanno al terreno carbonioso, che appare nuovamente solo dopo aver oltrepassato Seui verso nord, nei pressi della *cappella di San Sebastiano*, a 20 minuti dal villaggio.

Il bacino carbonifero di San Sebastiano è senza dubbio il punto più importante per quanto riguarda il tipo di terreno di

Fig. 16

Sezione di terreno antracitico di San Sebastiano di Seui passante per il *Bangiu Sei*.

s, schisto antico; *p*, puddinga a grossi elementi di quarzo, con frammenti di schisto senza traccia di resti granitici; *g*, grès o una specie di anagenite quarzosa; grès più fino, nerastro, schistoso; *a*, antracite spesso iridata che raggiunge spesso tre metri di potenza; *s'*, schisto nerastro foglietato; *s*, *i*, schisto nero con impronte vegetali (felci); *q*, banco di quarzo: la parte superiore di questo è analoga a quella della base dello stesso terreno perché, come si può vedere, si ripetono pressappoco le stesse successioni di grès e di puddinga della parte inferiore, solo che questi ultimi elementi sono più voluminosi.

cui ci stiamo occupando: ne feci io stesso la scoperta quando nel 1827 percorsi l'isola con l'amico e collega Moris, illustre autore della *Flora Sardoa*. Dopo di allora i depositi di antracite del luogo furono esplorati e poi abbandonati: non potranno certo essere oggetto di uno sfruttamento serio e continuo fino a quando la strada reale, detta dell'Ogliastra, che passa da Seui, non sarà terminata, raggiungendo Tortolì attraverso Lanusei: solo allora il combustibile potrà essere trasportato verso il mare o verso le città in modo diverso che a dorso di cavallo, come è avvenuto fino ad ora.

Il bacino in questione, comunque, non è molto grande, perché è lungo al massimo un chilometro: è chiuso da tre parti ed è aperto solo verso S-E, dalla parte dove scorrono le acque del torrente *Corongiu*. La maggior parte dei margini del bacino è formata da rocce porfiriche analoghe a quelle di Foghesu; verso ovest lo sbarramento o, se si vuole, il dorso della valle è formato dalla massa schistosa del *Monte Orrù*, che separa il bacino di Seui da quello di *Seulo* di cui parleremo tra poco.

Non ho intenzione di approfittare della pazienza del lettore enumerando e descrivendo tutti i differenti strati che costituiscono il terreno carbonifero di San Sebastiano di Seui, anche perché questi particolari sono stati già esposti nell'opera di Baldracco: mi limiterò a riprodurre qui sotto una sezione del terreno nel punto in cui il deposito acquista maggiore importanza. La sezione, fatta nel 1843 assieme al Mameli, fu verificata poi sul posto nel 1847, quando vi tornai con De Vecchi (fui sul posto anche un'altra volta, nel 1853, col collega e amico generale di Collegno). *(Fig. 16, pag. 62)*.

È facile osservare, grazie alla sezione, che gli strati adesso inclinati in senso opposto ai due lati del torrente Bangiu Sei si trovavano su uno stesso piano e che furono spostati dopo la loro formazione da una qualsiasi causa, come proverò a spiegare con la figura qui sotto.

La forza modificante a San Sebastiano di Seui, come anche a Foghesu, non può essere altro che l'azione delle masse porfiriche che, attraversando il terreno carbonifero, lo hanno modificato.

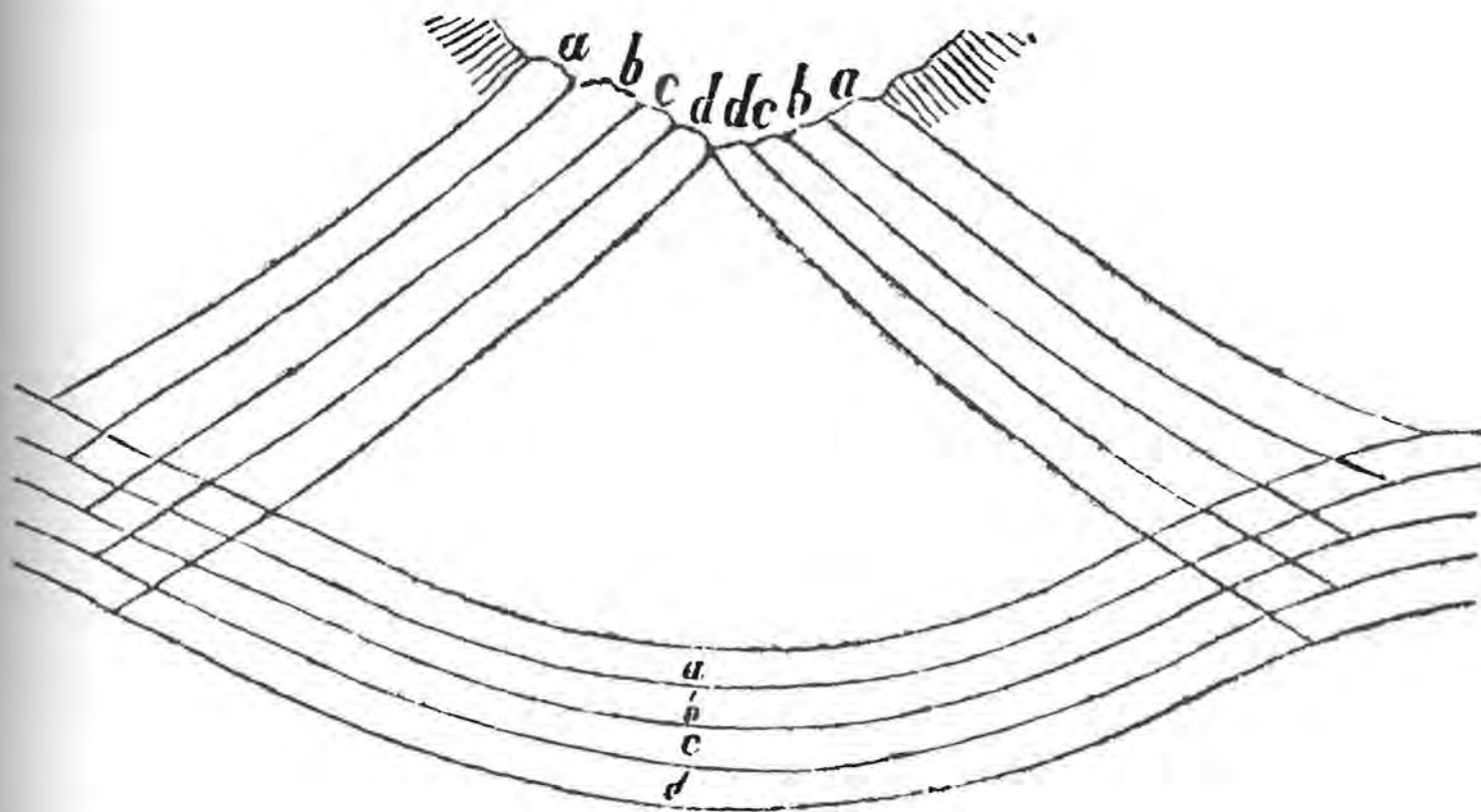



Fig. 17

L'antracite del bacino di Seui è presente in masse sfruttabili, il che non avviene nell'altro. Si può anche dire che è di buona qualità: è spesso più schistosa che compatta e di solito iridata *(C10)*. Gli schisti, con le impronte fossili *(C11)* che l'accompagnano, si trovano soprattutto nella parte superiore degli strati del combustibile: sono generalmente nerastri e coperti di idrato di ferro.

Fossili di Seui e Seulo. Ecco l'elenco delle impronte fossili di Seui e di Seulo, di cui parlerò appresso, così come sono state segnalate dal prof. Meneghini. I resti più importanti nella flora carbonifera si trovano raffigurati nella *Tavola D* dell'Atlante.

Alethopteris lonchitica Bong, fig. V. 2; *A.* sp., fig. V. 3; *A. Serlii* Brong., fig. V. 1 *A.* sp., fig. II 1; *A.* sp. fig. II. 2; *Aplophlebis hemiteloides*? Brong., fig. II. 4 e fig. V. 3; *A. arguta* Brong., fig. III. 3b; *A. aequalis* Brong.; *A. arborescens* Brong., fig. V. 5; *A. platyrachis* Brong., fig. VI. 5; *A. aspidioides* Brong., fig. VI. 7; *A. unita* Brong., fig. VI. 4; *A.* sp., fig. VI. 6; *Dicrophlebis gigantea* Brong.; *D. Sillimani* Brong.; *D. Crenulata* Brong.; *D. affinis* Brong., fig. V. 4; *D. lepidorachis* Brong.; *Sphenopteris patentissima* Goep. fig. IV. 2; *Coniopteris auriculata* Mgh., fig. III; *Toeniopteris vittata* Brong., fig. VI 1; *Nevropteris* sp.; *Annularia longifolia* Brong.; *Asterophyllites*, sp., fig. V. 6; *Sigillaria lepidodendrifolia* Brong.; *Sigillaria* (*Syringodendron*) sp.; *Cordaites brassifolia* Ung., fig. IV; *Calamites Succovii* Brong.; *C. Cistii* Brong.; *C. cannaeformis* Brong.; *Calamodendron* sp.. (Vedi *Tav. D*, pagg. 58-59).

Fra questi esemplari, due li ho raccolti nel fondo del vallone, nel letto del torrente: sono scanalati e si riferiscono alla *Sigillaria* (*Syringodendron*) già citata; hanno un diametro che va da 18 a 20 centimetri, ma, ciò che più conta, invece di convertirsi in schisto nero come gli altri esemplari con fossili vegetali, si sono modificati in grovacca di grana media. Questa, in seguito, si trasforma in puddinga a base di quarzo e di talco *(C9)*, nel quale non esistono frammenti di roccia granitica. Mi sembra che questo particolare sia importante da segnalare.

Il cavalier Baldracco, che si è occupato del suolo di questa zona in qualità di ingegnere minerario, ce ne ha dato una sezione che riproduciamo; essa, però, non è completa perché, come egli stesso afferma, il terreno alluvionale non gli aveva permesso di riconoscere le rocce che si trovano sotto il banco di antracite che secondo lui era argilla nerastra e leggermente ocracea. Ecco la sezione, dal basso in alto:

1,	Strato di antracite schistosa nera, fuligginosa e poco spessa	0,50
2,	Strato molto sottile di pietra lidia nerastra, tendente al blu leggermente ocraceo	0,50
3,	Strato di antracite schistosa	3,50
4,	Schisto carbonioso, nero bluastro tenue con impronte fossili di vegetali	0,50
5,	Schisto carbonioso compatto, nero bluastro	0,10
6,	Schisto carbonioso molto friabile	0,30
7,	Materiale siliceo, a grani fini, molto compatto nero bluastro (grovacca fine)	0,15
8,	Terreno schistoso, leggermente carbonioso fuso superiormente con i sedimenti detritici della superficie	0,40
	Totale	5,95

«L'antracite di cui al n. 3 è di una costituzione che varia tra la compatta, la schistosa, la scagliosa e la massiccia (*sic*); il colore è nero intenso, spesso fuligginoso, talvolta di aspetto lucente; scaldata in un tubo emana un odore sensibilmente bituminoso, non sgradevole, e produce una certa quantità di vapore acqueo».

Tra le quattro analisi fatte da Baldracco su diversi campioni, ho calcolato questa media approssimativa:

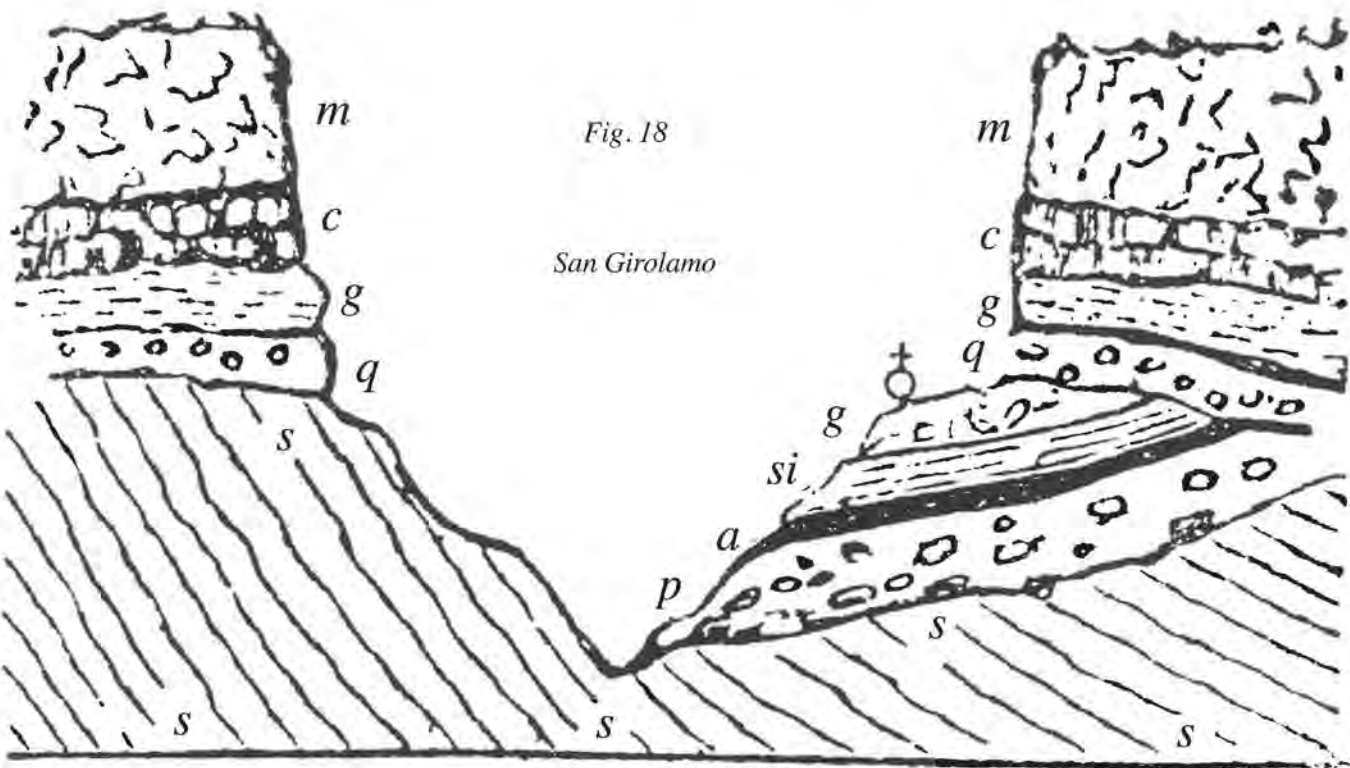
Carbonio	66
Ceneri	8
Sostanze volatili	26
Totale	100

Quattro saggi eseguiti dallo stesso ingegnere su campioni di altre località dello stesso bacino forniscono questa media approssimativa:

Carbonio	56
Ceneri	20
Sostanze volatili	24
Totale	100

Appare chiaro dalle analisi che non tutta l'antracite del bacino di San Sebastiano è della stessa qualità e che quella della prima analisi ha carbonio in più nella stessa quantità delle ceneri della seconda.

Secondo ciò che si è detto in precedenza, i porfidi grigio-verdastri giocano nel bacino di Seui lo stesso ruolo di quelli di Foghesu e sono anche molto variabili. La maggior parte di queste rocce si compone di porfido feldstatico grigio-verdastro con feldspato bianco e cristalli d'anfibolo *a** 13*; in altri punti lo stesso porfido racchiude quarzo vetroso, mica esagonale, feldspato bianco ed epidoto *a** 13bis*; infine si modifica in porfido sienitico nerastro, nel quale si trovano nòccioli e venature di calcedonio opalino *a*** 14*. Il porfido sienitico si presenta anche sotto l'aspetto di roccia completamente anfibolica, che assume forma e struttura globulosa: ciò si osserva specialmente quando si esce dal bacino di San Sebastiano e si imbocca la strada che conduce al *Tòneri de Seui*.

San Girolamo. Più ad est di San Sebastiano, alle pendici orientali della grande massa calcarea di *Arquerì*, il terreno compreso fra l'abitato di Ussassai e la chiesetta di *San Girolamo* mostra qualche traccia del suolo in questione, ma molto meno carbonioso: consiste quasi unicamente in una specie di grès grigiastro contenente qualche traccia di impronte fossili vegetali. Il grès è sovrapposto allo schisto siluriano in stratificazione discordante e, a sua volta, sta sotto la grande assise orizzontale di calcare magnesiaco che forma il Monte Arquerì, come si può vedere dalla sezione dimostrativa qui sotto, disegnata da me molto tempo fa.

s, schisti antichi; *p*, puddinga di terreno carbonifero a elementi quarzosi e schistosi; *a*, sottile strato di antracite; *s i*, schisti nerastri con tracce di impronte vegetali; *g*, grès grigiastro contenente anch'esso qualche traccia di roccia antracitica e formante la parte superiore, presso la chiesa di San Girolamo: su questo terreno pog-gia con statificazione discordante tutta la successione del deposito giurassico dei monti Arquerì e Taquisara, composti da: *qq*, puddinga quarzosa; *gg*, grès; *cc*, calcare giurassico; *mm*, calcare magnesiaco.

Seulo. Ora non ci resta che citare il bacino carbonifero di *Seulo*, separato da quello di San Sebastiano dalla montagna schistosa chiamata *Monte Orrù*. La sola località dove il deposito acquista una certa importanza si trova a un'ora di strada da Seulo, verso S-E, alla pendice orientale dell'altopiano giurassico di *Tacco Ticci*. Questa località si chiama *Ingurti Pani*: vi si trova una tanca di proprietà del reverendo Francesco Carta, vicario di Seulo, in compagnia del quale ho visitato il luogo a più riprese. Vi sono stati praticati numerosi scavi in vari punti e tutti hanno segnalato il deposito in questione, ma con risultati ben diversi: questo prova che il vero filone carbonifero non è qui di spessore considerevole, anzi non supera il metro e mezzo dove è più spesso. È leggermente inclinato verso est; si tratta di un'antracite lucente e generalmente schistosa, spesso iridata e color piombo. Ecco l'analisi che ce ne dà Baldracco:

Carbonio	63
Ceneri	7
Sostanze volatili	30
Totale	100

Dall'analisi si osserva che il combustibile di Ingurti Pani corrisponde a quello di San Sebastiano. È accompagnato dalla stessa puddinga e dalla stessa grovacca. Fra i frammenti di rocce preesistenti contenuti nella puddinga e nella grovacca ho anche constatato l'assenza di quelli di rocce granitiche.

Per quanto riguarda gli schisti con orme di fossili, sono gli stessi di quelli dell'antracite di San Sebastiano, solo che, dato che il deposito di Seulo è meno esteso e sviluppato, le tracce di vegetali fossili vi si trovano in quantità minima. Generalmente si tratta di felci e di Equisetacee; ma in compenso si trovano in abbondanza grossi rognoni di una roccia compatta, molto pesante, rivestiti esternamente di uno strato ferruginoso e internamente d'un colore nero-bluastro. Questi corpi sono interessanti perché presentano tutti nella faccia anteriore i segni caratteristici della corteccia di un calamite, riferibile al *Calamites* Suckowii. Infatti è molto raro trovare pietre con due parti di calamite: in generale ne hanno una sola, ciò che fa supporre che l'interstizio che nella pianta separava i vari noduli di cui si componeva influì nella separazione dei frammenti, passati poi allo stato fossile (*C12*). Nello stesso posto abbiamo trovato una breccia molto quarzosa, a pasta di schisto filladico grigio nerastro (*C13*), perfettamente analoga allo stesso deposito del bacino di San Sebastiano.

L'antracite di Ingurti Pani di Seulo poggia come a San Sebastiano e a Foghesu su terreni schistosi; ma lo schisto di Seulo ha conservato tutte le sue caratteistiche siluriane, dato che si alterna con banchi calcarei del tutto identici a quelli del monte di Santa Vittoria d'Esterzili e di Gadoni, dove sono stati trovati resti di crinoidi. Mi è sembrato anche di riconoscere tracce degli stessi fossili nel calcare presso la *chiesa di San Cosimo*, di fronte a Seulo. Anche il paese è edificato su schisti siluriani.

Non ho intenzione di parlare dei grès e della puddinga quarzosa che si trovano nella tanca e che sono sovrapposti all'antracite perché i grès e le puddinghe appartengono a formazioni giurassiche e formano la base di un altopiano vicino, il Tacco Ticci, di cui parleremo a suo tempo.

Conclusioni. Da ciò che ho appena esposto nel capitolo risulta: 1) che vi è perfetta identità tra i filoni di antracite di San Sebastiano di Seui e di Ingurti Pani di Seulo; vi è invece solamente analogia fra questi e quello di Foghesu; 2) che poggiano tutti in stratificazioni discordanti su rocce siluriane o anche su schisti cristallini di origine quasi sicuramente siluriana; 3) che i depositi in questione, a causa delle tracce di vegetali che contengono, devono essere ricondotti all'era carbonifera; 4) infine che nei resti di rocce preesistenti racchiusi tra le puddinghe e tra le altre rocce d'aggregazione vi è completa assenza di roccia granitica. Mi sembra importante rilevare questo fatto, sul quale torneremo nell'ultimo capitolo del volume.

CAPITOLO QUARTO

I terreni giurassici

Una "diversità" sarda. Tutti i depositi di terreni stratificati, che nel continente prendono posto dopo il terreno carbonifero nell'ordine di formazione e che costituiscono gli importanti gruppi del grès rosso, del Permiano, del Trias e forse anche del Lias, in Sardegna sembrano mancare completamente. Questo iato, che è uno dei tratti caratteristici della geologia sarda, è ancor più notevole dato che, partendo dai depositi superiori al Lias o meglio dall'Oolite inferiore, troviamo nell'isola una serie di strati secondari contenenti un miscuglio di fossili appartenenti ai diversi piani del terreno dell'Oolite.

Naturalmente non penso neanche lontanamente che la mia opinione su questa singolare e importante lacuna geologica sia del tutto senza appello, poiché non ho la pretesa di avere esplorato l'isola così bene che non siano rimasti altri terreni da segnalare; sono comunque del parere che se un giorno si scopriranno in Sardegna depositi di un'era più recente di quella carbonifera e più antica di quella dell'Oolite inferiore, questi debbano trovarsi preferibilmente nel sud-ovest dell'isola, e precisamente in una zona posta tra la base occidentale del gruppo siluriano di cui il Monte Sèvera è il punto più alto e la pianura del Sulcis, chiamata pianura d'Arresi. È la sola regione dove certe rocce sedimentarie dall'aspetto secondario molto chiaro non mi hanno dato l'opportunità di esplorarle in maniera soddisfacente: la segnalo quindi all'attenzione dei geologi.

Il terreno in questione forma una stretta striscia situata alla base di una piccola catena montuosa con direzione N-S che costeggia la pianura di Arresi verso est e che termina a nord tra le frazioni di Gibbas e di Pixinas. Non penso che questa massa costituisca la vera catena in oggetto, poiché il nuraghe Giaragiara, che si trova in uno dei punti più elevati, mi è sembrato poggiare su un'alternanza di schisti e di calcari siluriani (l'ho visitato soltanto nel 1834, durante i lavori geodetici) e un'altra cima della stessa catena (*Punta Acuzza*) sembra appartenere ad un terreno tutt'altro che secondario.

Nuraghe Arriu. Ma quello di cui intendo parlare ora si presenta sotto un aspetto di calcare stratificato, generalmente compatto, di struttura talvolta scagliosa, talvolta cristallina di un giallo rossastro frammisto a rosso e bianco, con venature di spato-calcare bianco. Il *Nuraghe Arriu*, già citato nella seconda parte di quest'opera (*Tavola V, figura 4 dell'*Atlante delle antichità sarde), è formato da grossi blocchi di questo calcare, che vi assume la struttura di una breccia.

Proprio addossata al nuraghe è stata costruita recentemente una chiesetta rurale, dedicata a *Sant'Anna*. Procedendo verso nord si può osservare ad est della chiesa di *San Giovanni Massainas* lo stesso calcare, che forma dei banchi molto robusti e assume un aspetto quasi cristallino. Si segue questo deposito fino ai pressi dell'abitato di Gibbas, dove si trovano dei forni per calce; lì il calcare poggia su un grès a grani grossi, contenente frammenti di rocce siluriane; lo stesso sembra accostarsi verso ovest a certi grès a grani piccoli, che formano le leggere ondulazioni del terreno tra San Giovanni Massainas ed il villaggio di *Palmas*. Più verso nord si lega ad una montagnetta nei pressi del borgo di Pixinas.

Il monticello viene chiamato *Monte de s'Acqua Calenti* ('monte dell'acqua calda') perché vi si trova una sorgente termale che sgorga dalla base orientale, di cui non potei misurare la temperatura, essendo sprovvisto di un termometro: l'acqua sembra uscire dal punto di unione del calcare con la roccia trachitica. Il calcare, in cui non mi fu possibile trovare resti fossili, è molto compatto e si distingue a colpo d'occhio dal calcare del vicino Monte Murecci, che appartiene al sistema siluriano. Ma quello di cui stiamo parlando adesso presenta tutte le caratteristiche d'una roccia secondaria.

Il monte sembra formare la parte settentrionale del lembo di

terreno che io tendo a ritenere di origine molto più recente dei terreni siluriani. Anche se molto di recente, cioè nel 1846 e nel 1852, vi ho compiuto due escursioni proprio per chiarire i dubbi su questi terreni, ma tutte le ricerche di fossili riuscirono infruttuose: ecco la ragione per cui non continuerò a parlarne, ma mi limiterò a segnalare questa curiosa striscia di terra ai geologi che visiteranno la Sardegna dopo di me.

Gruppo dell'Oolite inferiore

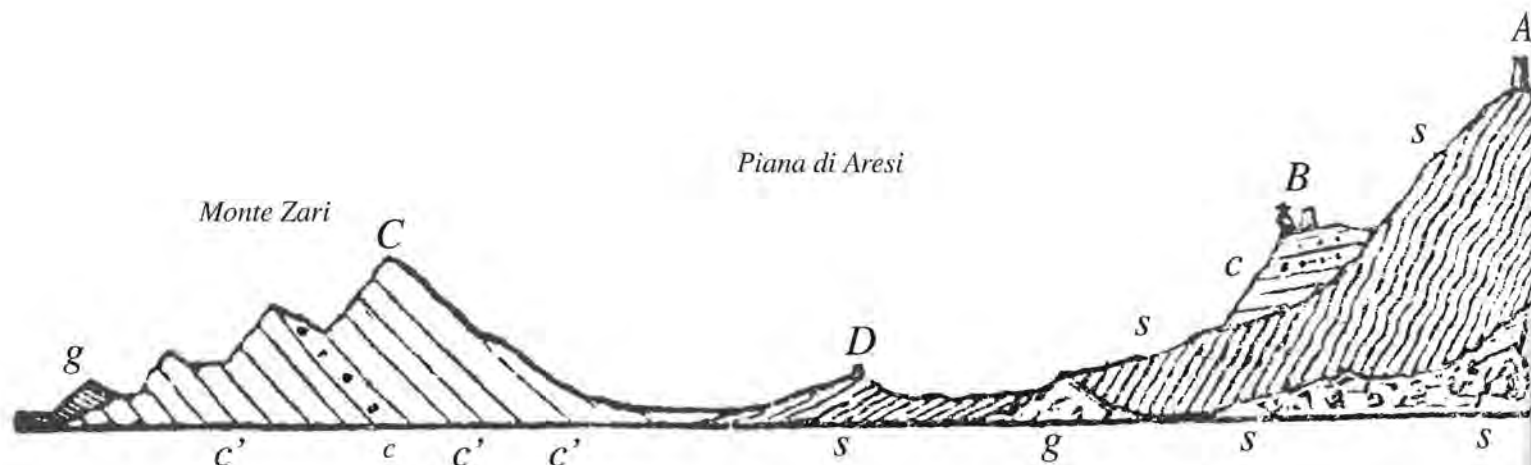
Monte Zari. Parallelamente alla striscia di terra appena segnalata, sempre ad ovest, nella pianura di *Arresi*, sorge un'altra piccola catena diretta come la precedente da sud a nord e la cui base occidentale è bagnata dalle acque del Golfo di Palmas: prende il nome di *Monte Zari*. Essa, così isolata, è lunga appena tre miglia geografiche e larga mezzo miglio circa; la cima più alta non supera i 200 metri; verso nord termina con una piccola baia chiamata *Porto Botte* e al sud con un promontorio detto *Punta di Monte Zari* e con il *Porto Pino*.

Il Monte Zari è composto da una roccia calcarea generalmente bianco-giallastra (*D1*) e contiene tratti spatici bianchi che sembrano originati da resti di encriniti. In molti posti la stessa roccia contiene rognoni di silice bruna. I fossili vi sono molto rari (*D2*) e fu solo con molti sacrifici che, durante tre escursioni successive fatte recentemente, riuscii a raccogliere le seguenti specie:

Belemnites sulcatus Blainv.; *B.* sp.; *Avicula Münsteri* Brn.; *Lima Hector* d'Orb., Tavola E, fig. 2; *L.* sp. nov., fig. 3; *Pecten Cephus* d'Orb.?; *P. tegularius* Mgh., fig. 4b; *P. disciformis* Schübl.; *Ostrea obliqua* Lk., fig. 4; *Terebratula ornithocephala* Sow.; *Pentacrinus vulgaris* Schlt.; *P. pentagonalis* Gldf.?; *Serpula*? sp.

Quello che è notevole è che il giacimento dei fossili e soprattutto dell'*Ostrea obliqua* si trova solo sulle cime più alte della piccola formazione montuosa, dove da parte degli ingegneri del catasto sono stati sistemati anche due segnali geodetici. Questo fatto singolare è dovuto probabilmente alla continuazione di uno stesso banco fossilifero lungo tutta la cresta più elevata, che va da sud a nord seguendo l'intero rilievo. Infatti la stratificazione di tutto il calcare si può ritenere diretta da nord a sud. Nella parte più meridionale del monte i banchi di roccia sono molto raddrizzati, assumono un colore grigio-bluastro (*D3*) e sono ricoperti da strati di grès quaternario molto sparsi e anche da dune di sabbia giallastra, anch'essa quaternaria, come diremo in seguito.

Ecco qui sotto uno schizzo della piana di Aresi e del Monte Zari.

Fig. 18

A, Nuraghe di Giaragiara; *B*, Chiesa di Sant'Anna e Nuraghe Arriu; *C*, segnale del Monte Zari; *D*, piana di Aresi; *g*, granito; *s*, terreno siluriano; *c*, calcare d'aspetto secondario; *c'*, calcare giurassico del Monte Zari; *c''*, banco calcareo con silice; *q*, grès e sabbie quaternarie.

Altri depositi dell'Oolite inferiore

La Speranza di Alghero. Ora, per ritrovare un terreno analogo a quello del Monte Zari occorre percorrere verso nord tutta la costa occidentale della Sardegna: quattro miglia geografiche prima di arrivare alla città di Alghero si trova un calcare compatto bianco-giallastro alterato e penetrato da venature di calcedonio o, meglio, avvolto da uno strato mammellato della stessa sostanza (*D4*). La località in esame si chiama *La Speranza*, nome di una piccola chiesa rurale delle vicinanze, ed è conosciuta in tutta la zona per i bei calcedoni concrezionati a forma di stalattiti o stratificati, o per le geodi di calcare spatico cristallizzato (*D5*). Tutti questi minerali non sono, come sembra, contemporanei al calcare: sono convinto che risalgano all'epoca delle trachiti primarie, molto sviluppate in tutta la regione. La roccia calcarea continua a mostrarsi quasi senza interruzione lungo tutta la costa e costituisce anche il suolo su cui sorge la città di Alghero.

Il punto più indicato per studiare attentamente questa roccia si trova proprio sul mare, a sud del *Bastione dello Sperone*: si tratta di un calcare compatto, grigio cinerino, contenente rognoni e venature di silice bruna (*D6, 7*); i banchi molto diritti e pressoché verticali si dirigono da nord a sud come quelli di Monte Zari, con i quali hanno una grande analogia strutturale, soprattutto per quanto riguarda i fossili contenuti ed anche, aggiungo io, per la loro estrema rarità. In realtà fu con molta fatica che riuscii a raccogliervi frammenti di conchiglie e polipi conservati in modo precario sulla superficie della roccia, battuta dalle onde e decomposta dagli agenti atmosferici. Se ne vedono alcuni nella *Tavola E:*

Lima Hector d'Orb., fig. 2; *L. duplicata* Dsh.; *L.* sp. nov?, fig. 3; *Pecten Lacazei* Haim.; *P. disciformis* Schübl.; *Ostrea obliqua* Lk., fig. 4; *Pentacrinus basaltiformis* Müll.?; *Eudea* sp. (Vedi *Tavola E*, pagg. 68-69).

Certo, con un così piccolo numero di fossili e in gran parte mal conservati ci vuole del coraggio ad assegnare al calcare di Alghero una posizione crono-geologica certa, ma osserverò che questo calcare, accompagnato da silice bruna, contiene tutte le caratteristiche di quello di Monte Zari, Inoltre, fra le otto specie di fossili raccolte, quattro sono state trovate anche in quest'ultima località; aggiungerò che gli stessi fossili sono presenti anche in una zona vicina, della quale ci occuperemo tra breve. Questa si trova sul prolungamento di una linea che, tracciata sulla carta da sud a nord, congiunge il Monte Zari con il *Monte di San Giorgio*, passando per Alghero, dove la direzione degli strati calcarei va nello stesso senso.

Il terreno di cui ci stiamo occupando scompare una volta che si lascia la città di Alghero: continua solo un po' verso il *Monte Agnese*, formato da un calcare bianco-giallastro, che secondo la mia opinione è più cretacico che giurassico. Ho percorso questo rilievo più volte in tutti i sensi in una apposita escursione del 1855, ma mi fu impossibile trovare la minima traccia di fossili, così come sul vicino *Monte Carbia*; ho però un buon motivo per credere che i calcari delle due colline possano accostarsi a quello di *Olmedo*, di cui parleremo nel capitolo seguente e che appartiene senza dubbio al terreno con ippuriti.

Ecco, per adesso, una panoramica dei dintorni di Alghero, ripresa dalla cima della *Scala Piccada*, lungo la strada che porta a *Villanova Monteleone*.

Fig. 20

a, città di Alghero; *b*, Monte Doglia; *c*, monte del Timidone; *d*, Torre di La Pegna; *e*, Torre del Giglio; *f*, ingresso del Porto Conte; *g*, Capo della Caccia; *h*, estremità settentrionale del Porto Conte; *i*, stagno delle Peschiere; *k*, Monte del Caporone; *lll*, monti trachitici della Scala Piccada, a sud di Alghero.

Gruppo dell'Oolite mediana

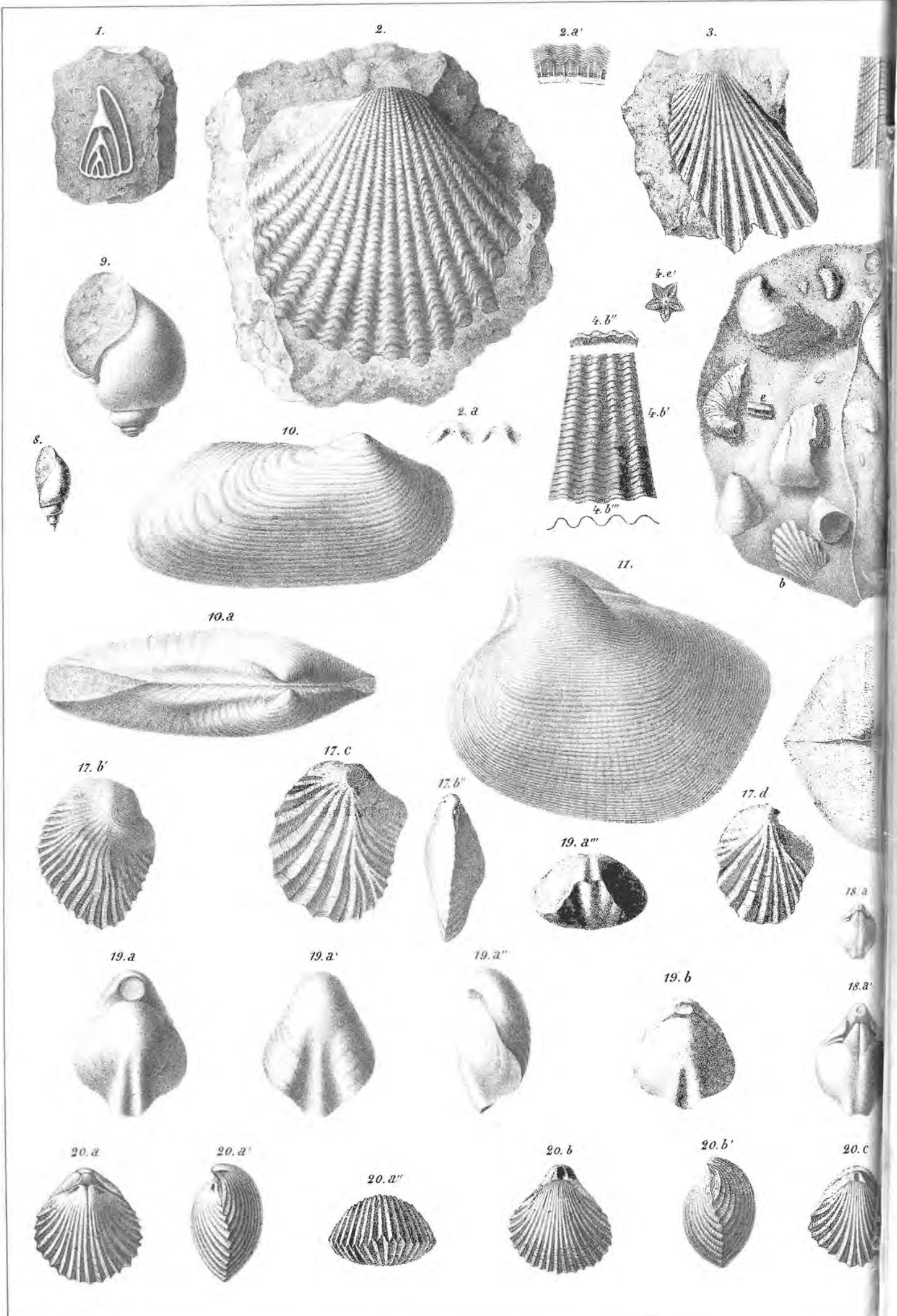
Monte Doglia. Quando si esce da Alghero per andare verso nord, l'occhio dell'osservatore è attirato da una montagna conica, superiore in altezza a tutte quelle che la circondano verso ovest e dominante la pianura verso est: si tratta del *Monte Doglia* o *d'Oglia*, sul quale stabilii a suo tempo il segnale trigonometrico ad un'altezza di 435 metri. Per giungervi si percorre inizialmente la riva del mare lungo la spiaggia, delimitata ad est da un grande stagno, chiamato delle Peschiere: questo è in comunicazione col mare in un punto dove esiste un ponte di considerevole lunghezza. Passato il ponte, si incontra un suolo roccioso, formato da calcare compatto, bianco-giallastro, dove non trovai fossili: ma l'uguaglianza perfetta e la concordanza col calcare di Monte Doglia, che si trova lì vicino, lo indicano come giurassico.

Per giungere dall'estremità del ponte ai piedi del monte si possono seguire due strade, una ad est, un'altra ad ovest: imboccando la prima si giunge dopo mezz'ora di strada pianeggiante alla base orientale del monte e ci si accorge subito che gli strati rocciosi si dirigono da N-O a S-E, con un'inclinazione verso S-O; se, invece, si giunge al piede occidentale della montagna attraverso la pianura che la separa da Porto Conte, si vedono gli strati sempre in direzione NO-SE ma inclinati verso N-E, in modo che tutti i banchi ripiegano verso l'asse centrale del rilievo, per così dire a scafo, come si può osservare nella figura qui sopra.

La massa preponderante, che è allo stesso tempo la parte superiore del monte, è composta dallo stesso calcare compatto bianco-giallastro già segnalato all'uscita dal ponte; esso in qualche punto è un po' oolitico (*D* 1*) ed i fossili sono molto rari e difficilmente riconoscibili: vi ho comunque trovato alcune Nerine e altre conchiglie che ora credo di poter riferire al terreno giurassico.

Sui due versanti est e ovest del Monte Doglia, inferiormente agli strati calcarei, si vede apparire, soprattutto dalla parte di Porto Conte, un grès stratificato, violaceo o color feccia di vino: quarzoso, argilloso e micaceo, forma la pianura che si estende ad ovest lungo la costa. Nei banchi del grès estrassi il campione *D* 2* della mia collezione. Questo tipo di roccia appare allo scoperto anche lungo la riva del mare e su di essa è costruita la torre abbandonata di *Porticciolo*.

Sotto il versante orientale del Monte Doglia i banchi calcarei giungono fino al livello della pianura ma, scavando con attenzione il terreno in mezzo alla macchia che lo ricopre, si riconosce anche da questo lato l'esistenza del grès violaceo, già segnalato dall'altra parte del monte.

Monte Gera. Lo stesso grès, del resto, riappare subito più a nord, a qualche miglio di distanza, ai piedi di una collina dalle

Fran. Pierucci del.

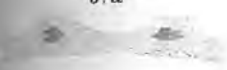
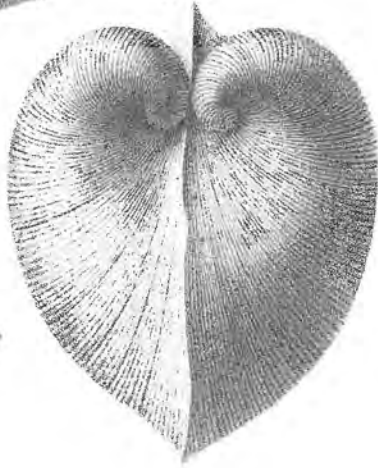



***Tavola E**. Fossili giurassici. Vedi anche: APPENDICE, pagine 252-253.*

Torino, Lit. Giordana, GrandDidier e Salussolia 1856.

stratificazioni molto tormentate chiamata *Monte Gera* (o *Girra* ed anche *Zera*); qui il grès è color feccia di vino nelle pendici, come al Monte Doglia e a Porticciolo, ma diventa pressoché bianco più in alto: negli strati superiori è molto quarzoso, ma effervescente con gli acidi. In qualche punto presenta piccole macchie brune e contiene anche grossi frammenti arrotondati di quarzo bianco *D* 3*.

I banchi sono analoghi a quelli del vicino Monte Doglia e in qualche tratto passano ad un calcare giallastro compatto, contenente piccoli nòccioli arrotondati che a prima vista sembrano granuli di oolite; però potrebbero, al contrario, essere tracce di corpi organici (*D* 4*). Siccome gli strati procedono disordinatamente a zig-zag, non ho potuto rilevare la vera direzione, che approssimativamente sembrerebbe essere da N, N-E a S, S-O con inclinazione a S, S-E.

Monte Timidone. In fondo al Golfo di Porto Conte, sulla riva occidentale si eleva una montagna conica quasi della stessa forma del Monte Doglia e che sembra costituita dallo stesso tipo di terreno.

Disgraziatamente i suoi fossili, già molto rari, sono molto difficili da estrarre dalla roccia, calcare compatto di estrema durezza. La più importante conchiglia che vi trovai si trovava in un banco, quasi alla base della collina, a 200 passi verso ovest partendo da un ovile che sta presso delle rovine romane in un luogo chiamato *Sant'Imbenia*: si tratta sempre della stessa *Lima*, che potrebbe essere la *L. Hector* d'Orb. già segnalata a Monte Zari e ad Alghero e che ritroveremo al *Monte San Giorgio* della Nurra. Trovai anche una *Acteonina*, il cui cattivo stato impedisce di riconoscerne la specie e che riproduco nella *Tavola E, figura 1*. Al di sopra degli strati fossiliferi di questo monte, chiamato *Timidone*, vi sono solo banchi di calcare giallastro, più o meno compatto (*D* 5*), che verso la sommità diviene oolitico (*D* 6*). Nel lato ovest De Vecchi ha osservato che quest'ultima roccia poggia su un grès violaceo così da completare l'analogia tra la composizione di questo rilievo con quella di Monte Doglia e di Monte Gera e che risolve il problema dell'attribuzione dell'era geologica di questo grès, che per molto tempo ho creduto cretaceo.

Monte del Caporone. Il grès violaceo di Porticciolo (*D* 2*) continua a mostrarsi lungo tutta la costa, fino ai ruderi delle *Torri di Portoferro* e *di Spagna*: ai piedi di quest'ultima cambia leggermente di colore assumendo prima un colore viola più scuro dove spiccano piccole macchie bianco latte, dovute a pagliette molto fini di mica bianca (*D* 7*); più in là lo stesso grès si trasforma in una vera e propria anagenite quarzosa e ferruginosa, talvolta a piccoli elementi (*D* 8*) e talvolta a nòccioli di un certo volume tra i quali il quarzo rotolato, tinto dall'ossido di ferro, assume maggiore importanza. Queste anageniti stratificate formano il *Monte del Caporone*, alto circa 400 metri. In questo conglomerato il quarzo rotolato si trova in abbondanza: proviene probabilmente dai numerosi filoni di questa roccia, che attraversano gli schisti antichi dell'Argentiera e del Monte Forte, contro i quali il Caporone è addossato.

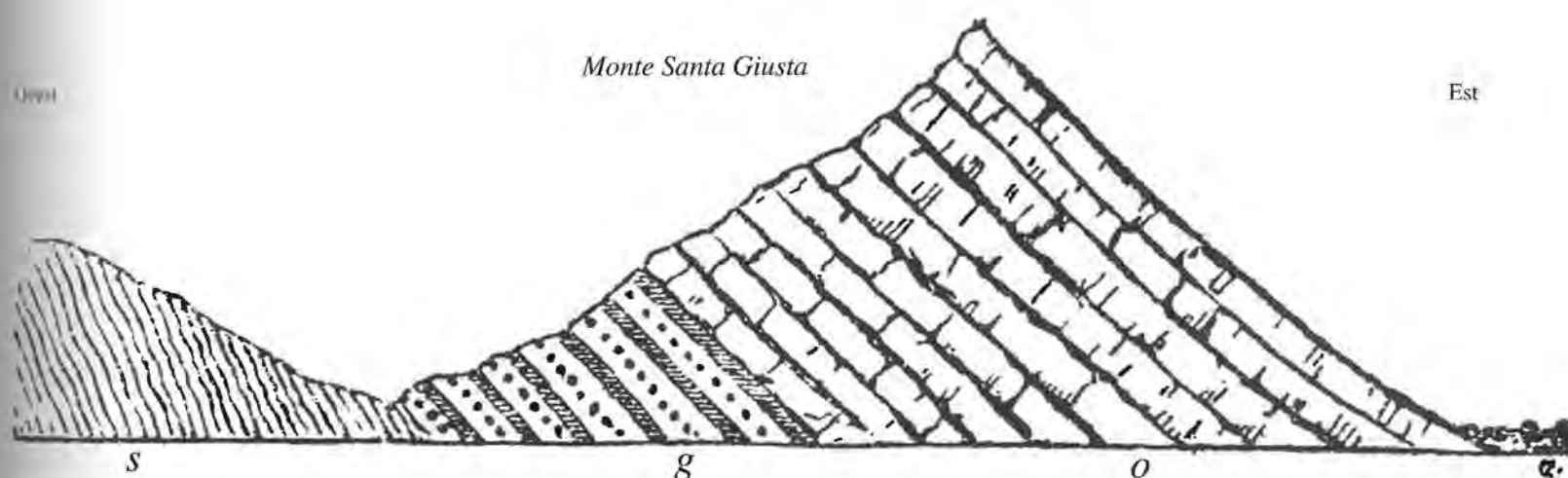
I banchi rocciosi del Caporone sono molto inclinati verso S-E e apparentemente formano il fondo di una baia, dove si accumularono i frammenti della roccia schistosa paleozoica contro la quale sono appoggiati. I terreni secondari del bacino di Alghero vanno a perdersi ai piedi della piccola catena trasversale che va dal capo dell'Argentiera al Monte Forte in direzione O-E; ma, giunti al versante settentrionale dello stesso Monte Forte, non si tarda a rivedere i terreni secondari, tali e quali quelli che si trovano a sud di questa barriera schistosa e che costituiscono il gruppo secondario del bacino della Nurra orientale.

San Giorgio della Nurra. Appena entrati in territorio di *San Giorgio della Nurra* e nella piccola pianura, prima di giungervi si può osservare un calcare bluastro contenente abbondanti *Ostreae obliquae*, le stesse del Monte Zari e della scogliera di Alghero, insieme a qualche altro fossile caratteristico di queste rocce. Il punto più importante di questa zona, però, si trova presso l'ovile o *stazzo* di Andrea de Roma (da non confondere con quello del fratello Agostino, circa 300 passi a nord, dove nel 1849 De Vecchi cercò inutilmente il banco di *Tenebratulae* che gli avevo segnalato), posto al limite dello schisto filladico (*B 79*) e del calcare secondario. Appena usciti dall'abitazione diretti verso N-E si ritrova subito, alla base della collina, un calcare grigio-bluastro. I banchi di questo calcare (*D* 9*), a distanza di 400 passi, non di più, dall'ovile, contengono qualche fossile analogo a quelli di Alghero e del Monte Zari: fra questi mi sembra utile citare l'*Ostrea obliqua* Lk., conchiglia caratteristica di questi terreni nell'isola. Qui si trova insieme al *Pecten Cephus* d'Orb.?, al *Pecten disciformis* Schübl. e alla *Lima Hector* d'Orb. Questi banchi si dirigono da nord a sud: quelli che vi poggiano sopra divengono più giallastri e racchiudono anch'essi la *Lima Hector* d'Orb. Questa conchiglia, però, è così aderente alla pietra che risultò impossibile estrarne degli esemplari presentabili; si trova anche un'altra specie di *Pecten*, il cui esemplare raccolto è indefinibile, ma che mi è sembrato identico a quello preso a Monte Zari. Tutti i fossili si possono vedere sulla superficie della roccia solo quando questa è stata attaccata dagli agenti atmosferici e ciò rende difficile il recuperarli interi. Sopra i banchi in questione si finisce per incontrarne uno, formato da calcare compatto grigio-giallastro (*D* 10*) impastato di *Terebratulae*. Il dissolvimento della roccia ha permesso il distaccarsi di una certa quantità di questi fossili, che si trovano sparsi per terra in un buono stato di conservazione: è da ricordare più per il numero che per la varietà dei fossili che vi sono contenuti, dato che tutte le specie che a più riprese vi ho raccolto sembrano ridursi alle seguenti: *Terebratula ornithocephala* Sow.; *T. punctata* Sow.; *T. simplex* Buck.; *Rhynchonella concinna* d'Orb.; *R. tetraedra* d'Orb. e, parassita di quest'ultima la *Diastopora verrucosa* M. Edw.

Gli strati che si trovano superiormente a questo non hanno più rivelato dei fossili, malgrado le mie meticolose ricerche: questi passano, verso la sommità del monte, ad un'oolite giallastra (*D* 11*) di grana media, identica a quella segnalata al Monte Timidone.

Monte Rosso. Appena oltrepassato l'ovile De Roma, in una località chiamata *Monte Rosso*, si trova effettivamente una collinetta di questo colore, formata da schisti modificati e colorati vivamente da ematite rossa. Lì vicino, su un monticello detto *Monte Astèmini*, si trova un considerevole ammasso di magnetite, ma vi appare anche subito il grès color feccia di vino, che forma una lunga striscia in direzione N-S: è qui ed è nella stessa direzione che appaiono in superficie, qua e là, numerosi ammassi di gesso, molto impuro, intriso di ferro e di solito colorato di rosso o di grigio sporco; seguendo con attenzione la linea di congiunzione tra gli schisti primordiali ed il grès color vino, si trovano spesso simili indizi di gesso, soprattutto in una località chiamata *Maccia di Spina*, non lontana dal citato Monte Rosso. È considerevole il fatto che questa sequela di depositi di gesso diretti, come si è detto, da nord a sud, corrisponde ad un altro giacimento gessoso simile che segnaleremo tra poco: si tratta delle gessiere di *Capo della Caccia*, che mostrano lo stesso andamento direzionale.

Monte di Santa Giusta. Quando dal Monte Rosso, vicino a San Giorgio, si segue la strada già indicata verso nord, si lasciano a destra i monti calcarei ed a sinistra le masse schistose della Nurra marittima e si continua a camminare sul grès violaceo che costituisce anche la base occidentale di un monte isolato, il *Monte di Santa Giusta*. Si tratta di una montagnetta conica su la quale costruii il mio segnale trigonometrico e che semb

Fig. 21

s, schisti siluriani?; g, grès violaceo; c, calcare bianco-giallastro non fossilifero.

una ripetizione della base occidentale del monte Doglia, come dimostra la figura qui sopra.

Quando si sale su questo monte passando per l'ovile chiamato *Sposada* (o *Sa Posada*), si cammina sugli schisti durante tutta la discesa, al termine della quale si trova un valloncello le cui pareti opposte formano il versante occidentale del Monte Santa Giusta, composto di roccia arenacea o di grès grossolano, formato da grani di quarzo uniti da un cemento calcareo-argilloso friabile che si decompone facilmente: il colore varia dal rosso feccia di vino al grigio e al bianco sporco; si tratta dello stesso terreno già segnalato alla base del Monte Gera, ma la particolarità più interessante del grès di Santa Giusta è che contiene frammenti di schisto ed anche di una roccia analoga al granito così da mostrare un'età chiaramente meno avanzata degli schisti della Nurra. Il calcare che ricopre il grès assume lo stesso aspetto di quello già segnalato andando da Alghero al Monte Doglia, ma è di colore più chiaro: generalmente si tratta di un bianco tendente al giallo. Si mostra in banchi molto spessi, inclinati verso est, in modo che tutto il versante orientale del monte è formato da rocce calcaree prive di fossili.

A settentrione del monte vi è ancora la roccia calcarea, che forma delle gobbe poco elevate al di sopra della pianura tra cui la più alta è quella di *Monte Elva*, composta da calcare bianco-giallastro che, privo di fossili, non saprei se catalogarlo fra i terreni giurassici o tra quelli cretacei.

Monte Aivaru. Tornando verso sud dal Monte Elva, si giunge ben presto alle pendici di una montagna che è la più alta della zona, chiamata *Monte Àivaru*, il cui nome sembrerebbe una corruzione di *Mons Albus* o *Alvus*: raggiunge un'altezza di 250 metri dal livello della pianura da esso dominata verso est. Al proposito De Vecchi dice: «È molto allungato in senso N-S e dalla parte opposta presenta una piccola quantità di contrafforti che sono poco elevati e non alterano la perfetta regolarità della montagna dalla quale dipendono. Nel senso del meridiano, invece, si uniscono al Monte Aivaru dei monticelli minori che si perdono nella piana alluvionale, si sviluppano ai suoi piedi e assumono l'aspetto di piccoli rilievi staccatisi dalla massa principale, come del resto il Monte Elva, già citato.

«In questo modo il Monte Aivaru con i suoi contrafforti costituisce una vera e propria piccola catena lunga e stretta diretta nel senso del meridiano, cioè nella direzione già osservata per i calcari del Monte Zari e di Alghero. La sua struttura generalmente si distingue e si discosta da quella presentata in varie parti dell'isola dalle formazioni calcaree: queste sono quasi sempre nude e lisce, con forme slanciate e ardite; il Monte Aivaru, invece, si fa notare per la forma bassa e leggermente arrotondata e non è completamente privo di vegetazione. Questa fisionomia, comunque, è comune alla maggior parte delle montagne calcaree della Nurra e dei dintorni di Alghero.

«Il Monte Aivaru, visto da lontano, si presenta come un'altura formata da masse calcaree in successione che, senza essere stratificate, conservano nella loro andatura generale un parallelismo perfetto, che è un'ulteriore prova dell'esistenza della stratificazione che doveva separare queste masse prima che qualche forza le sollevasse. La loro direzione è N 15° - 31° E, cioè quasi N-S tenendo conto della deviazione magnetica, e concorda pressappoco con quella dell'asse del monte, mentre l'inclinazione degli strati si dirige verso ovest.

«Queste due circostanze fanno in modo che, se si percorre il Monte Aivaru nel senso della lunghezza, si calpestano per così dire quasi sempre gli stessi banchi rocciosi, tanto che si può fare una sezione geologica della montagna passandoci sopra, iniziando dalla base del versante orientale e terminando con la discesa verso la pendice occidentale».

Attraversando in questo modo la montagna De Vecchi ha trovato quattro tipi di roccia, e cioè: il grès color feccia di vino già visto da me, e in un'analoga posizione, nel versante orientale del Monte Doglia e, in modo potremmo dire simmetrico, alla base occidentale del Monte Santa Giusta; sul grès si trovano tre varietà di banchi calcarei: uno compatto leggermente ferroso, grigio-bluastro o giallo-rossastro; un calcare appena oolitico a grani più o meno fini (*D* 12*); e superiormente ancora un altro calcare compatto ed un po' scoriaceo, passante alla dolomite o divenuto bianco-giallastro; la relativa posizione dei tre calcari non è affatto costante, ma si può dire che si trovano nell'ordine nel quale li ho presentati.

La cosa più importante di questi calcari sono i fossili, ma l'escursione sulla montagna si può fare solo a prezzo di enormi difficoltà: prima di tutto le stesse difficoltà che si incontrano quasi sempre sulle montagne calcaree; poi anche a causa di imponenti banchi che bisogna scalare faticosamente; infine a causa dei blocchi malfermi che ricoprono il suolo. Tutte queste difficoltà sul Monte Aivaru sono ancora maggiori a causa dei

cespugli e delle spine di cui sono pieni i suoi fianchi più bassi.

Quantunque non siano affatto rari in terreni del genere, i fossili risentono tuttavia del difetto caratteristico che presentano nei calcari fossiliferi secondari dell'isola, cioè che sono talmente ben inseriti nella roccia che è impossibile estrarli uno per uno ed interi se non in seguito ad un fortunato colpo di martello. A De Vecchi, quindi, non rimase che accontentarsi di quelli che l'erosione operata dagli agenti atmosferici aveva messo in risalto sulla superficie della roccia.

Sono in genere spatizzati, il che significa che risultano più facili da estrarre ma più difficili da riconoscere.

Il fatto più importante per la scienza, però, è che questi fossili non appartengono tutti ad un unico terreno, per cui il loro esame, appena fatto dal nostro collaboratore di Pisa, non lascia dubbi che la montagna in oggetto, in gran parte giurassica, contiene sulla cima fossili del terreno cretaceo. D'altronde la distinzione stabilita da quel colto paleontologo tra i fossili raccolti da De Vecchi sia sul Monte Aivaru, sia in una località vicina, di cui ci occuperemo tra poco, coincide perfettamente con la differenza litologica esistente fra le tre grandi masse stratificate che compongono la montagna. Una parte dei terreni si deve riferire a depositi dell'era oolitica, mentre l'altra, naturalmente più elevata, appartiene al cretacico.

Piscina del Soldato. Nell'impossibilità di distinguere i fossili raccolti da De Vecchi sul Monte Aivaru propriamente detto da quelli da lui trovati nella piana vicina, passo immediatamente all'indicazione di questo importante sito. Il luogo in questione viene chiamato dai locali *Piscina del Soldato* e si trova nella piccola pianura che unisce il Monte Aivaru alla pendice N-E del Monteforte, ad un'ora di marcia dall'azienda *La Crucca*, verso ovest.

Frugando tra le pietre che formano il muro di recinzione della proprietà, il nostro giovane compagno di viaggio vi racimolò un certo numero di fossili, ma senza pensare a separarli da quelli provenienti dal Monte Aivaru, lontano circa tre quarti d'ora di cammino. Al tempo del ritrovamento egli li considerava tutti appartenenti allo stesso terreno, che credeva cretacico: ecco la ragione per cui furono portati insieme al museo di Pisa e insieme sottoposti allo studio del paleontologo pisano, che li conserva nel suo istituto. Ora è necessario per questo riunirli tutti nell'elenco che segue, dovuta all'analisi fatta dal nostro collaboratore (vedili alla *Tavola E*):

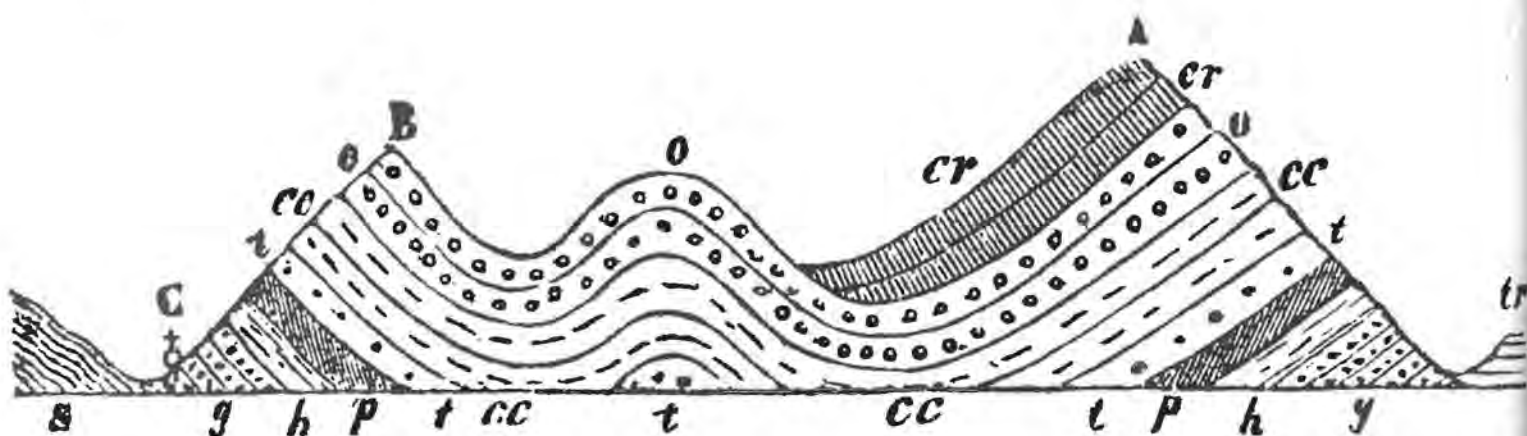
Nerinea Voltzii Dslch.; *N. aivaruensis* Mgh., fig. 5; *N. leiostyla* Mgh.; *Natica parthenica* Mgh., fig. 9; *N. Pictaviensis* d'Orb.; *Panopaea* sp.; *Ceromya striata* d'Orb., fig. 11; *Pteroperna costulata* Mor. Lyc.; *Pecten disciformis* Schbl.; *P. tegularius* Mgh., fig. 4 b; *Ostrea perdalianae* Mgh., fig. 17; *Terebratula punctata* Sow?; *Rhynconella concinna* d'Orb.; *Thecosmilia gregaria* M. Edw; *Calamophyllia intricata* Mgh. (pagg. 68-69).

Non ho mai visitato la Piscina del Soldato, ma nell'ultima escursione effettuata, grazie più alla buona volontà che ad una prestanza fisica che la rendesse fruttuosa, riconobbi alla base N-E del Monteforte, sulla strada che unisce l'*Argentiera* con La Crucca, l'esistenza, nella pianura, dello stesso terreno visto sotto il Monte San Giorgio. Vi ho quindi raccolto (sempre nei muri di recinzione), tra i fossili, l'*Ostrea obliqua* ed il *Pecten disciformis* di quest'ultima località: in tal modo abbiamo la certezza che il luogo citato appartiene allo stesso tipo di terreno che forma la base del monte San Giorgio e del Monte Aivaru, così come la maggior parte della pianura che forma la base orientale del Monteforte, dove si trova la Piscina del Soldato.

Durante l'escursione, proseguendo la strada oltre San Giorgio fino a La Crucca, ho potuto osservare il calcare grigiastro con *Ostrea obliqua* e con *Pecten disciformis* cambiare, da ovest a est nella pianura, ad un calcare bianco leggermente giallastro compatto, che sarei incline ad attribuire al periodo cretacico. Vi ho trovato solamente la sezione di una grossa *Natica* indefinibile, incastonata nella roccia. Il calcare di cui si diceva continua ancora per un po' a formare il suolo della pianura e poi lascia il posto a delle montagnette trachitiche e terziarie.

Per dare un'idea della struttura di queste rocce, riproduco qui di seguito una sezione dei due monti, San Giorgio e Àivaru, fatta nel 1849 da De Vecchi: mi sono permesso di completarla per quanto riguarda la seconda montagna aggiungendovi l'indicazione di un deposito cretacico che ne forma la parte superiore e che, per il colore, le è valso il nome di *Mons albus o albicillus*.

Nuove ricerche. Dopo molti anni e soprattutto dopo il ritorno alla vita privata che mi permise la ripresa degli studi geolo-

Fig. 22

A, Monte Àivaru; *B*, Monte di S. Giorgio; *C*, Ovile di Andrea de Roma; *s*, schisto filladico antico; *g*, grès viola; *h*, banco di calcare bluastro con ostriche (*Ostrea obliqua*); *p*, stesso calcare con pettini, *Pecten disciformis* e altri; *t*, banco di calcare giallastro con terebratule, *T. ornithocephala* ed altri; *cc*, calcare compatto ferroso, grigio-bluastro o giallo-rossastro; *oo*, calcare giallo più scuro, oolitico (*D* 10*); *cr*, calcare bianco, leggermente giallo, compatto, tendente alla dolomia: contiene fossili cretacei, Ippuriti, ecc.; *tr*, terreno terziario nelle vicinanze di La Crucca.

gici, mi resi conto della necessità di studiare meglio i rapporti esistenti tra i calcari di tutta la parte occidentale dell'isola. Per questa ragione vi tornai di persona nel 1853 e nel 1855 e vi indirizzai anche, sempre nel 1853, delle nuove ricerche fatte dal capitano De Vecchi; ma le piogge continue e torrenziali che accompagnarono tutta la sua seconda escursione, il fango eccezionale e gli straripamenti dei corsi d'acqua resero il suo viaggio pressoché inutile. Il viaggio che io stesso intrapresi quindi nell'estate del 1855 non fu molto più produttivo di notizie nuove. Raccolsi, sì, qualche fossile a San Giorgio ed anche ad Alghero, ma l'impossibilità di scalare le rocce a causa della gotta che mi affliggeva, mi privò dei vantaggi che speravo di trarre da quest'ultimo viaggio geologico il cui preciso scopo era proprio quello di definire esattamente il rapporto esistente in queste località tra i terreni giurassici e quelli di formazione cretacica che a prima vista sembrano confondersi con i primi.

Comunque sia, tenuto anche conto delle osservazioni del professor Meneghini, penso che l'apparente confusione sia in gran parte dissipata e che la linea di demarcazione tra i due tipi di terreno sia ora stabilita. Da ciò risulta che c'è in questa parte occidentale dell'isola una striscia molto larga di terreno giurassico diretta all'incirca da nord a sud, affiancata ai due lati da un'altra striscia di deposito cretacico ippuritico. Mi riservo di tornare sui caratteri geologici acquisiti, per i fossili contenuti, dai differenti strati del terreno giurassico, che ora considero nel loro insieme.

Gruppo dell'Oolite superiore

Il calcare magnesiaco. Il terreno di cui ci occuperemo tra poco è molto più importante delle masse precedentemente esaminate: per la sua grande estensione, per la perfetta regolarità e per l'orizzontalità quasi costante che conserva sempre, e nonostante si trovi nella parte più montuosa e accidentata di tutta la Sardegna. Guardandolo nel suo insieme lo si può considerare come un unico deposito di calcare magnesiaco (spiegherò a suo tempo le ragioni che mi hanno spinto ad adottare per questi terreni il nome di calcare magnesiaco, piuttosto che quello di dolomia, che riservo alle rocce che appartengono ad un terreno cretacico) i cui strati mediani, che sono calcarei o arenacei, poggiano su di un banco di puddinga spesso incoerente e mobile. Questo è formato essenzialmente da frammenti arrotondati di quarzo bianco e si trova pressoché costantemente associato ad un sottile strato di lignite passata allo stato di giaietto o, se si preferisce, ad una specie di stipite. Lo strato carbonioso può essere considerato il vero orizzonte geologico di tutto questo notevole deposito.

Questo terreno si distingue infine dai precedenti per la sua disposizione in altipiani, ora isolati e fratturati, e soprattutto per le forme bizzarre di castelli, fortezze, torri e campanili che prendono le sue masse più ridotte. Queste forme sono dovute alla erosione del calcare magnesiaco, che sempre corona questi lembi. Gli altopiani di questo genere sono di solito chiamati nell'isola *Tacchi* o *Tòneri* a seconda della zona dove si trovano e sono quasi sempre separati tra loro da profondi crepacci, ma, tranne qualche eccezione, conservano la loro orizzontalità e lo stesso spessore: prova evidente che questo terreno in origine fu depositato su un piano orizzontale e continuo, in seguito diviso, ed i cui frammenti isolati sono stati portati a differenti altezze dagli sconvolgimenti che il suolo dell'isola subì posteriormente alla loro formazione.

La cima molto curiosa della *Perdaliana* è la più alta di tutte queste asperità giurassiche ed è allo stesso tempo la più pittoresca e la più ricca di fossili.

Nurri. Ma non ritengo giusto iniziare da essa l'enumerazione delle località in cui si trovano depositi simili: inizierò invece dalla formazione secondaria di *Nurri*. Avremo anche, iniziando da qui, il vantaggio di descrivere un terreno in stretto rapporto con altre rocce di età ben definita, a volte più antiche a volte più recenti, che ci permettono di stabilire l'epoca geologica della loro origine.

Nurri è un grosso villaggio situato 67 km a nord-est della capitale dell'isola. Vi si può giungere ora abbastanza celermente in carrozza, in un sol giorno, percorrendo la strada costruita di recente. Uscendo dal paese sulla vecchia strada, in direzione del vecchio ponte, si abbandona ben presto sia la roccia basaltica, sulla quale sono costruite quasi tutte le case, sia il terreno terziario subappenninico (che sta sotto il basalto) e si giunge ad un deposito giurassico. Quest'ultimo affiora al lato del fiume e forma, verso nord, una terrazza allungata che termina dove sorge il *Nuraghe Scangiali*.

Proseguendo la strada dal lato indicato, cioè per la discesa che va al vecchio ponte di Nurri, appare subito un potente banco di calcare magnesiaco grigio, appena giallastro, che, nella parte inferiore, contiene forme di conchiglie poco riconoscibili a causa delle condizioni della roccia, passata allo stato di dolomia cristallina: la sola specie che fu possibile riconoscere è la *Ceromya striata* d'Orb., riprodotta nella *Tavola E, figura 11*. La ritrovai, in un terreno simile a questo, anche alla Perdaliana.

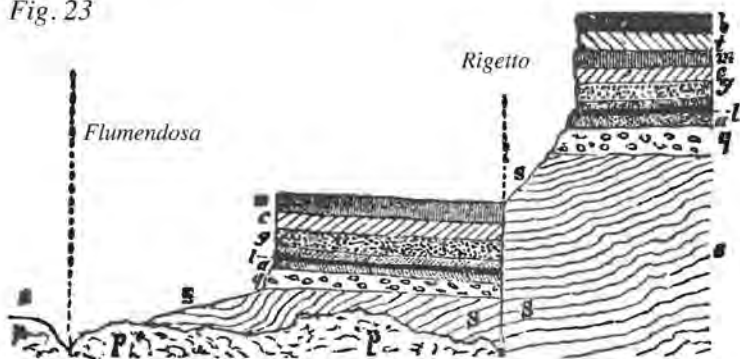
Il calcare magnesiaco tende a divenire terroso e friabile ed è attraversato da sottili venature giallastre disposte nel senso della stratificazione così da assumere un aspetto screziato; i banchi inferiori diventano meno magnesiaci man mano che si allontanano dalla parte superiore e non sono formati d'altro che di calcare grigiastro, leggermente marnoso, anch'esso screziato.

Questo cambia lentamente in grès a grani fini, leggermente quarzoso, nel quale gli abitanti di Nurri hanno aperto delle cave di pietra da affilare: quasi schistoso, si divide in strati molto sottili e contiene indizi di lignite e noduli di idrossido di ferro. Lo stesso grès poggia su un'argilla cinerina o biancastra (*D* 1*), chiamata nel paese "terra di Nurri", che tra l'altro si usa per imbiancare gli interni delle case.

L'argilla, a sua volta, poggia su un grande deposito di grès friabile, molto quarzoso, tendente ad una vera e propria puddinga i cui elementi principali sono rappresentati da frammenti arrotondati di quarzo bianco con associati in buona quantità pezzi di pietra lidia e di porfido; assenti, invece, i frammenti di granito; il tutto poggia su schisti siluriani.

In fondo alla discesa, nei pressi del vecchio ponte ora in rovina, si osservano gli schisti sollevati e penetrati da una massa dello stesso porfido rosso già segnalato a Pauli Gerrei ed a *Monte Ixi*, di cui ci occuperemo nel capitolo XI.

C'è da osservare che, se si percorre questa strada, dopo essere scesi venti metri più in basso del terreno magnesiaco indicato qui sopra, si perdono di vista gli schisti che sopportano tutto il deposito e si vede riapparire un altopiano orizzontale formato da terreno giurassico, esattamente come se non si fosse abbandonato affatto il piano superiore: si tratta degli stessi banchi e della stessa successione di strati. Il geologo non vede in questo fatto singolare una complicazione, ma lo spiega in maniera del tutto naturale: in effetti nella relativa disposizione dei due piani orizzontali, posti apparentemente l'uno sull'altro, si riconosce il risultato di una faglia, come è indicato dalla figura qui sotto.

Fig. 23

s, terreno siluriano; *q*, puddinga e grès quarzoso; *a*, argilla detta 'di Nurri'; *l*, banco di lignite; *g*, grès fino per affilare; *c*, calcare marnoso; *m*, calcare magnesiaco; *t*, terreno terziario subappenninico; *b*, colata basaltica; *p*, porfido rosso.

Siccome dei dati in mio possesso mi fanno credere che il porfido quarzifero rosso sia più antico del deposito giurassico, non posso attribuire la faglia all'apparizione della roccia eruttiva; d'altra parte, siccome il terreno terziario subappenninico e il basalto, che verso Nurri sono sovrapposti ai depositi di calcare magnesiaco, mancano, al di sopra, della porzione di quest'ultimo, che compone la parte inferiore della faglia, possiamo pensare che questa abbia avuto luogo in un periodo compreso tra quello dei terreni secondari e quello dei depositi subappenninici.

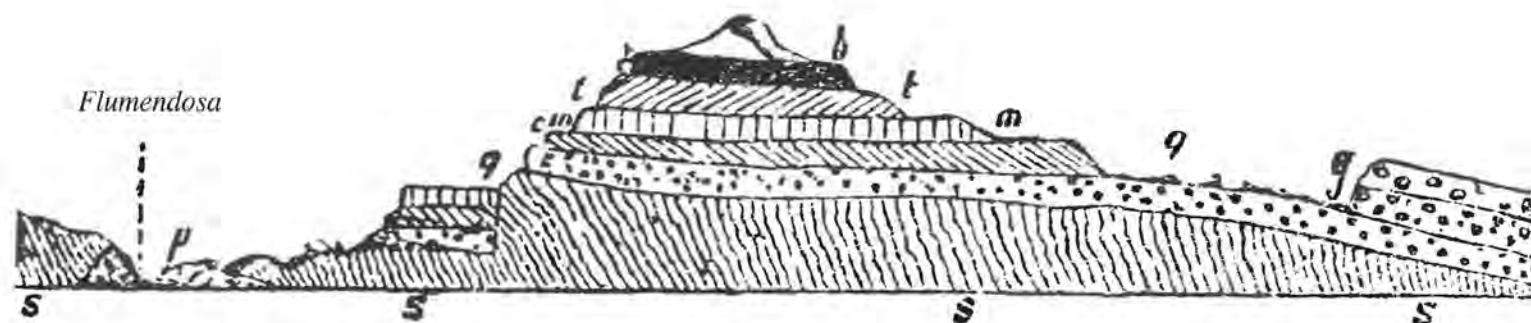
Sponde del Flumendosa. Proseguendo ancora la discesa verso il ponte in rovina, si perde di vista la roccia di cui si parlava e, a parte il lembo di porfido appena citato, si può dire che i pendii della valle da una parte e dall'altra del Flumendosa siano composti di schisti, talvolta talcosi e talvolta argillosi, associati a grovacche ed a banchi calcarei e conseguentemente siluriani, come del resto avevamo già detto nel capitolo II.

Giungendo al fiume si può, senza abbandonare la riva destra, risalirlo per un po' da quella parte giungendo al Nuraghe Scangiali. Durante questo tragitto si può osservare con facilità e in modo perfetto tutta la successione degli strati del deposito secondario che, da questa parte, è praticamente tagliato a picco e conseguentemente mette a nudo tutta la sua struttura. Si può anche dire che il terreno di questo tipo domina in questa zona più di tutti gli altri, che vi si sono sviluppati in maniera minore, se si eccettuano gli schisti paleozoici, che formano la base di tutto il sistema.

Allontanandosi da Nurri ma verso sud, dopo aver percorso per un po' un terreno terziario con fossili subappenninici, ci si trova nuovamente sul calcare magnesiaco secondario che è evidentemente la continuazione di quello segnalato a nord del paese. Vi si trovano le stesse conchiglie bivalvi poco riconoscibili; ma si trova anche un banco dello stesso calcare magnesiaco pieno di modelli o impronte di una conchiglia turriculata, conosciuta come *Nerinea (D** 2)*, comunque non ben definita per la composizione molto cristallina della roccia (*Tavola E, figura 7*). Ritroveremo lo stesso fossile in un terreno simile nel *Tòneri* di *Tonara*.

Continuando la discesa sempre verso sud, fino in fondo alla valle del Mulargia, si vede scomparire il terreno giurassico e si osservano gli schisti siluriani sottostare ad un grès quarzoso diverso da quello che funge da base per la formazione calcareo-magnesiaca secondaria. Il grès di cui parliamo ora è strutturato in specie di gradoni quasi orizzontali: nella parte inferiore tende al grès talvolta quarzoso, talaltra ad elementi schistosi viola o verdi. Ritorneremo su questo deposito nel corso del capitolo VI.

Ecco qui sotto una sezione completa dei dintorni di Nurri, dovuta alla gentilezza di De Vecchi, che mette in risalto i reciproci rapporti di tutti i terreni della zona.

Fig. 24

s, schisti siluriani; *q*, puddinghe quarzose; *g*, grès a lignite; *c*, calcare fossilifero; *m*, calcare magnesiaco; *t*, terreno terziario subappenninico; *b*, basalto; *g*, grès schistoso violaceo (del periodo nummulitico); *p*, porfido rosso.

Sant'Antonio di Sarcidano. Andando da Nurri a Laconi si ritrovano depositi terziari fino al ruscello che scorre nel vallone chiamato *Canale Bono*: da qui, lasciando a sinistra la chiesetta di *Sant'Antonio*, si giunge ben presto ad un grande altopiano di calcare magnesiaco giurassico che viene chiamato *Sarcidano*. È il più esteso in superficie di tutti quelli di questo tipo trattati in questo capitolo ed è leggermente inclinato verso ovest; ma verso est risulta tagliato a picco da una profonda valle nella quale scorrono le acque del Flumendosa.

Non lontano dalla chiesa di Sant'Antonio di Sarcidano, al di sotto di un antico monumento dal nome mitologico, *Nuraghe Adoni* (*Tavola VI, figura 2* dell'Atlante delle antichità sarde), si può osservare un grès contenente lignite o, piuttosto, stipite tendente al giaietto. Questa, osservata con la lente, si presenta come una roccia formata in parte da feldspato in decomposizione, passato allo stato di caolino. Mi è sembrato giusto chiamarlo *metaxite*, nome già dato ad una roccia simile. Contiene tracce di piante, tra le quali al Meneghini è sembrato di riconoscere il *Calamites lehmanianus* Goep. (*D** 3*). In questa località si è tentato di estrarre della lignite, ma gli strati sono troppo sottili e non compensano le spese. (Mi riservo di trattare più ampiamente l'argomento della metaxite e della lignite associata quando parleremo del Tòneri di Tonara, dove questo tipo di roccia è ben più sviluppato). Questi stessi banchi contengono sempre l'argilla bianca che abbiamo segnalato a Nurri e che nella zona viene chiamata argilla di *Nurallao*, paese situato nelle pendici occidentali del Sarcidano.

Questo grande altopiano, la cui sezione non sarebbe altro che una ripetizione del terreno di Nurri per quanto riguarda il deposito giurassico, è molto prolungato verso nord, fino ai piedi del *Monte Gennaentu* ('porta del vento': da non confondere col Gennargentu), di cui parleremo in questo capitolo. In questo punto si trovano brandelli di calcare magnesiaco, poggiati sugli schisti: rassomigliano in qualche modo a tronchi d'albero affioranti dal terreno così da dare alla zona un aspetto molto originale. Altrove, cioè più al centro dell'altopiano, il

calcare magnesiaco stesso, completamente decomposto in superficie, forma dei blocchi accatastati gli uni sugli altri in modo naturale, come antichi muri o castelli in rovina. L'insieme di queste rocce dalle forme così bizzarre e delle grosse elci che crescono in mezzo alle rovine produce una vista eccezionalmente pittoresca.

Disgraziatamente l'altopiano, ricoperto una volta da una magnifica vegetazione di alberi da costruzione, elci e sughere, ora non è altro che un deserto pietroso ed incolto a causa del vandalismo degli amministrati e della scarsa cura degli amministratori.

Làconi. Il paese di *Làconi* si trova ai piedi della parte più occidentale dell'altopiano del Sarcidano, su schisti siluriani; ma solo uscendo dall'abitato verso est si ritrova il terreno giurassico. All'inizio a formare il deposito sono i grès e le puddinghe con frammenti arrotondati di quarzo: ed è fra il grès ed il terreno siluriano sottostante che le acque correnti sgorgano più come torrenti che come fontane.

Sopra la puddinga, di notevole spessore, si trovano le stesse argille bianche già segnalate a Nurri e a Nurallao, ma quelle di Laconi sono ancora diverse: talvolta sono brunastre, talvolta, al contrario, bianchissime e untuose e servono come terra da gualchiera; infine, in molte località presso il paese formano un banco di materiale compatto e bianchissimo di struttura concoide, con forte rassomiglianza con la magnesite o schiuma di mare, usata per fabbricare le pipe (*D*** *7*); qualche volta è inquinato da ossido di ferro, che spesso l'accompagna. Quest'ultimo (*D*** *5*) è presente in nuclei o in strati irregolari nei grès ferruginosi (*D*** *4*). Sopra questi strati si osserva la metaxite già vista sotto il Nuraghe Adoni e che ritroveremo ben presto vicino a Tonara, accompagnata da lignite. A Làconi i banchi di lignite son meno potenti, ma il calcare che li ricopre vi si trova più sviluppato e tende in superficie al calcare magnesiaco di cui è composto l'altopiano del Sarcidano, che domina il paese.

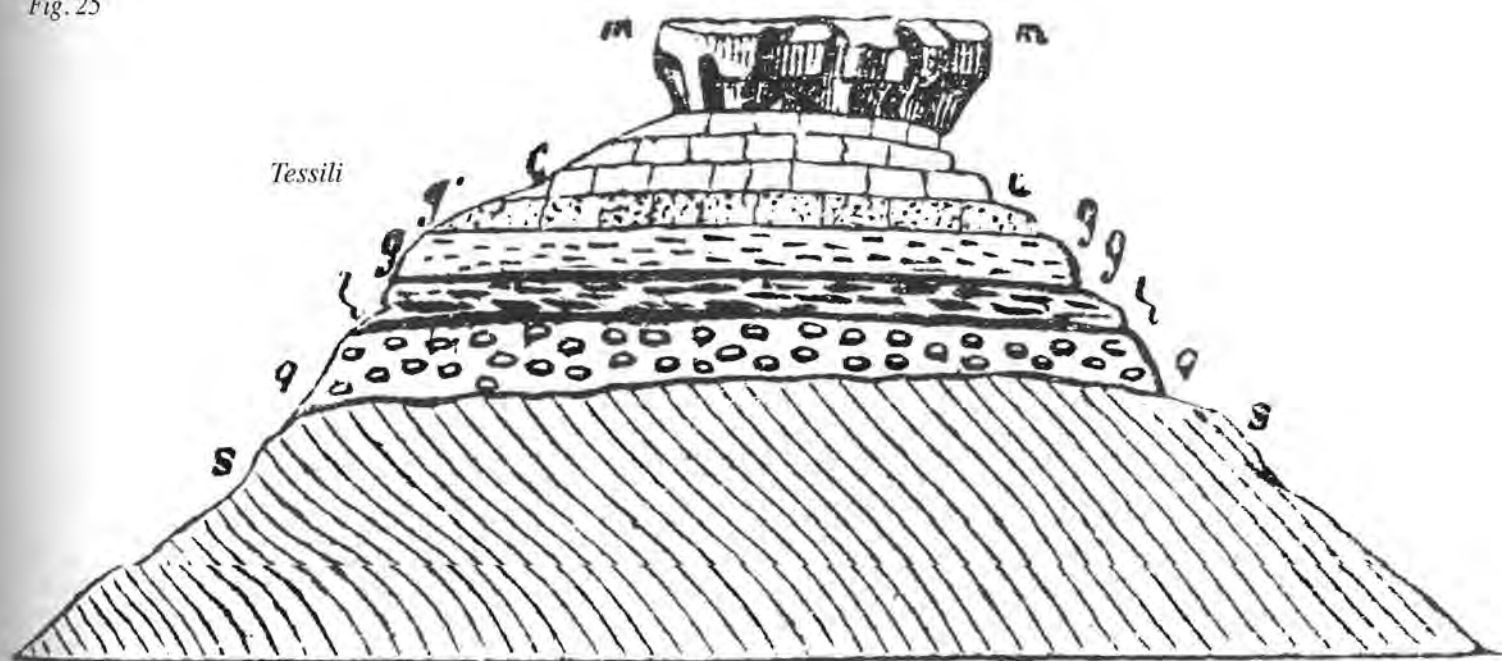
Il calcare della parte mediana del Sarcidano di Làconi passa ad un grès giallastro-isabella. Vi si trova qualche fossile: si tratta soprattutto di piccole terebratule di una specie nuova che il prof. Meneghini ha chiamato *T. sardoa* (*Tavola E, figura 18*); tra gli altri fossili vi abbiamo riconosciuto i seguenti:

Ceromya striata d'Orb., fig. 11; *Pecten Lens* Sow.; *Astarte depressa* Münst.?; *Avicula modiolaris* Münst.?; *Pinna* sp.; *Hypodiadema* sp.; e tra i tronchi abbattuti delle piante, il *Brachyphyllum majus* Borng., di cui riproduco un disegno nella *Tavola E, figura 22*.

Il grès fossilifero giallo passa quasi insensibilmente al calcare magnesiaco propriamente detto che, nella parte inferiore, contiene qualche fossile e soprattutto delle piccole terebratule. Grigia più o meno chiara, questa roccia è molto pesante e, colpita dal martello, emana un odore particolare; talvolta è compatta e molto dura da rompere; talvolta diventa granulosa (*D*** *8, 9*) e la sua porosità aumenta sempre più man mano che si sale verso la parte superiore del deposito. In qualche posto e soprattutto ai bordi dell'altopiano che guarda Làconi, questi terreni sono ricoperti da un grosso strato di travertino biancastro che vi è continuamente deposto dalle acque che scorrono sulla superficie del Sarcidano. Tra le altre varietà di questi depositi vi è un calcare concrezionato, molto leggero e bianchissimo, molto consistente, che viene usato spesso per la costruzione di volte (*L 8*). Localmente viene chiamato *pietra di Nicola Pinna*, l'abitante che probabilmente fu il primo ad usarla per questo scopo. La pietra presenta anche dei vuoti tubolari, dovuti a piante rimaste avviluppate nel calcare e che sono la causa dell'estrema leggerezza della roccia.

In altri punti del Sarcidano, soprattutto verso il Flumendosa, lungo la strada che va da Làconi a Gadoni, si osserva lo sviluppo su vasta scala di un deposito di travertino analogo al precedente; comunque ho motivo di credere che la maggior parte di questo lembo di calcare concrezionato abbia un'origine molto antica e che la formazione attuale e quotidiana di un calcare simile sia poca cosa in confronto a ciò che avvenne in passato.

Il 'Tessili' di Aritzo. Dopo aver abbandonato il Sarcidano dalla parte orientale verso il *Monte Ruiu* e dopo aver attraversato il Flumendosa, se ci si dirige verso Gadoni si deve oltrepassare questo abitato verso nord per trovare altri lembi del terreno di cui ci stiamo occupando. Il primo che si incontra e che è considerevole è quello detto *Tessili*, o *Setzili*, che è così chiamato a causa della sua forma di sgabello: tale sembra soprattutto se lo si guarda da un certo lato; si potrebbe rassomigliare anche ad un fungo, come fa vedere il disegno qui sotto, ripreso da Aritzo. Osservando il Tessili da qui, gli strati di cui è formato sembrano quasi orizzontali, anche se in realtà essi sono fortemente inclinati verso est, con una direzione N-S; gli schisti sottostanti invece sono in direzione NE-SO con forte inclinazione a N-O.

Fig. 25

s, talcoschisto; *q*, puddinga quarzosa e ferruginosa (*D***10*); *l*, tracce di lignite; *g*, grès quarzoso giallastro con segni di piante fossili (*D***11*); *g'*, grès quarzoso di colore giallastro-isabella, fossilifero (*D***12, 13*); *c*, banco di calcare giallastro, anch'esso fossilifero; *m*, calcare magnesiaco, perfettamente uguale a quello di Nurri e di Laconi.

Nel grès *g*, che corrisponde ai pezzi *D**11* e *12* della mia collezione, ho trovato i seguenti fossili: *Pecten Lens* Sow; *Amonites* sp. (un piccolo individuo non meglio definibile); *Pinna* sp.; *Mytilus falcatus* Münst.; *Terebratula sardoa* Mgh., figura 18; quest'ultimo è il più abbondante, così come il *Pecten Lens*. Il calcare *c* contiene le stesse conchiglie che compaiono anche nel banco magnesiaco *m*, solo che le loro impronte risultano passate allo stato di dolomia, il che le rende poco riconoscibili.

Dalla sommità di questa roccia isolata, sulla quale si giunge solo con grande difficoltà arrampicandosi lungo un crepaccio verticale quasi al centro, si gode di una magnifica vista. Si vede subito, verso est, tutto il grande massiccio del Gennargentu con le sue cime più importanti; ma se si sposta lo sguardo sia verso sud che verso nord, si capisce subito che il punto dove ci si trova non è altro che un lembo di un deposito di calcare magnesiaco una volta unito ed esteso ed ora fratturato e portato a diverse altezze. A sud si vede la grande vallata del Flumendosa che separa l'altopiano giurassico del Sarcidano dai *Tacchi* di *Seulo*, di *Sàdali* e di *Esterzili*, di cui parleremo tra poco, mentre verso nord si vedono le rocce di *Belvì* ed il *Tòneri* di Tonara: queste ultime hanno la stessa inclinazione del Tessili. Ecco gli schizzi delle due vedute.

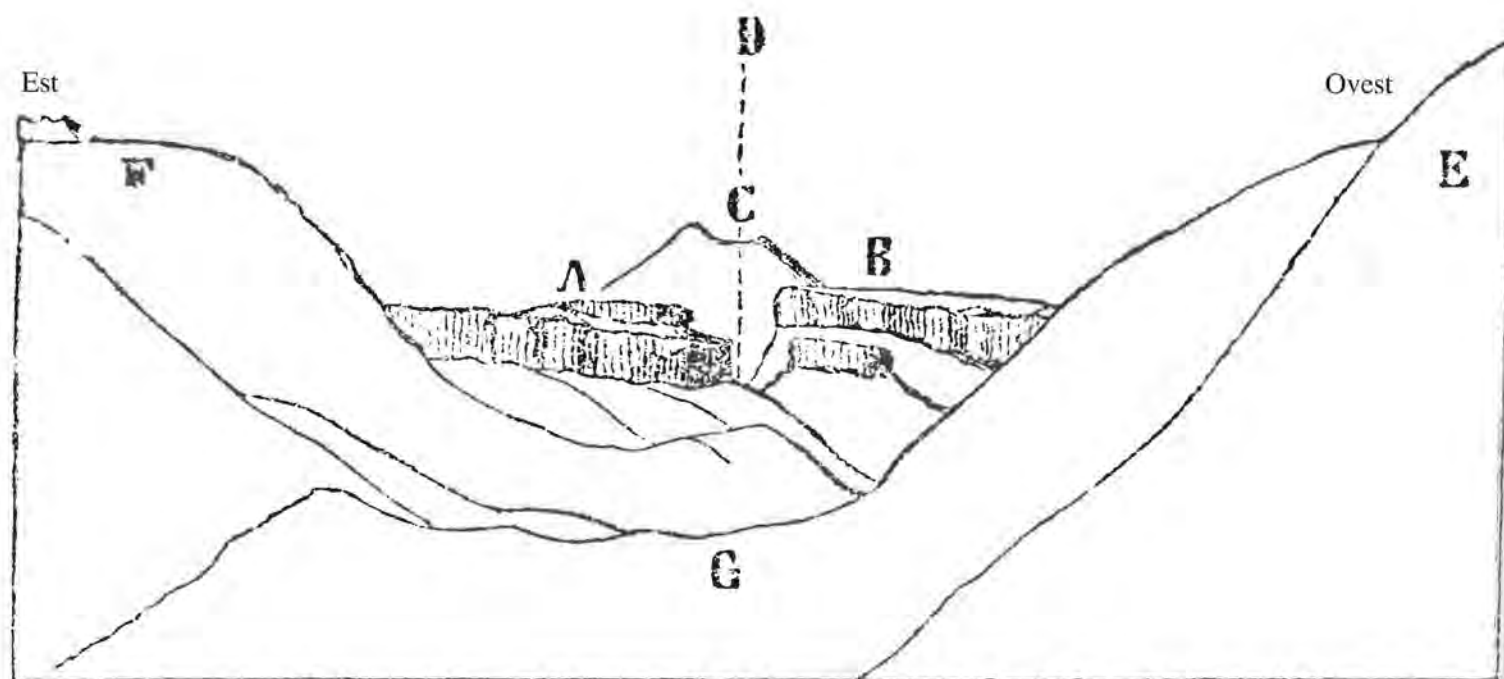
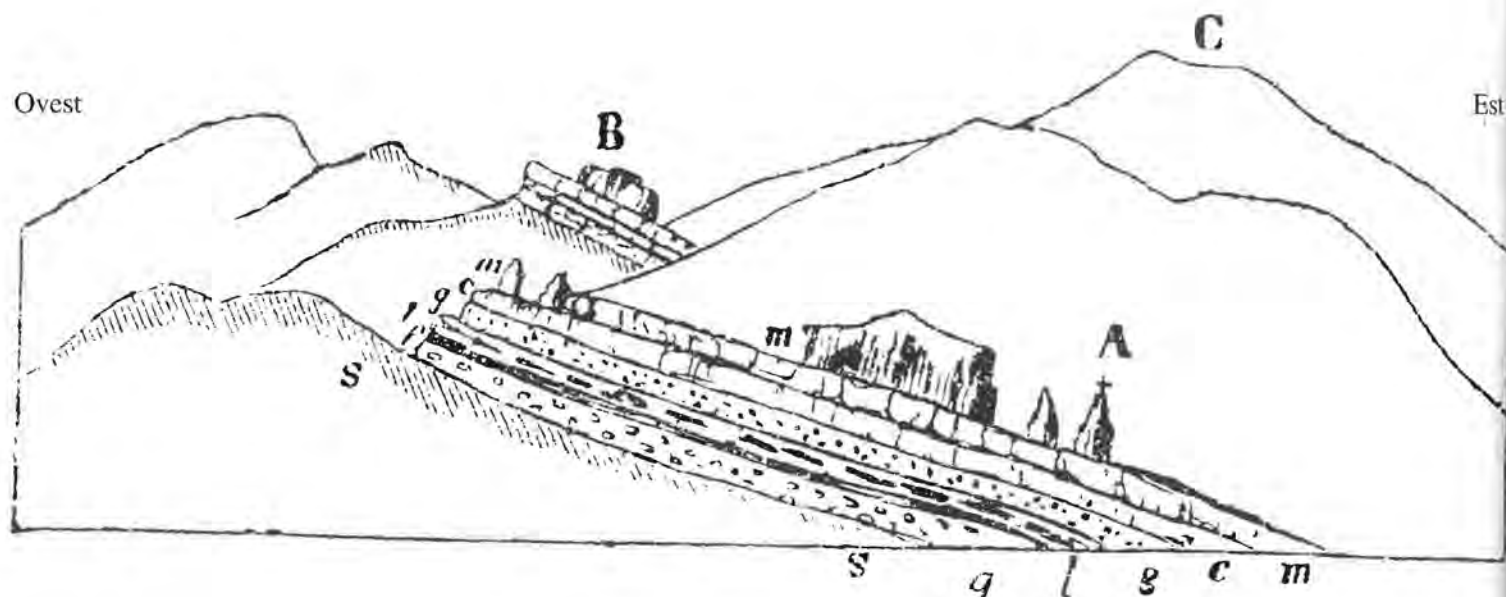
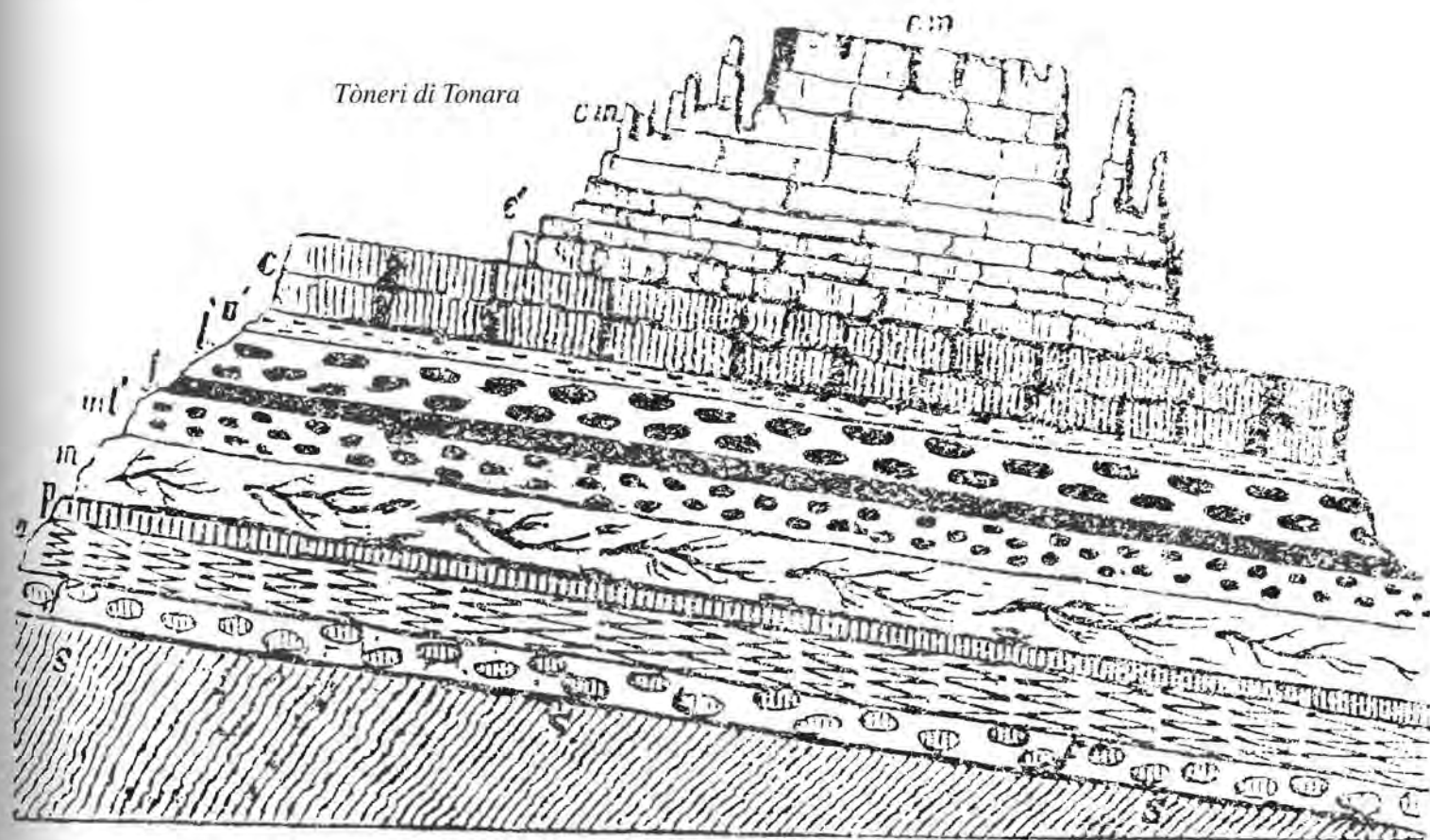
Fig. 26

A, Tacchi di Seulo e di Sàdali; *B*, Sarcidano, parte orientale; *C*, monte basaltico di Nurri (in lontananza); *D*, letto del Flumendosa; *E*, monte Gennaentu; *F*, [illegible] sopra Gadoni; *G*, passo tra il Gennaentu e il paese di Aritzo.

Fig. 27

A, Balze e croce di Belvì; *B*, Tòneri di Tonara, in lontananza; *C*, montagna detta di Gennaflores ('la porta dei fiori'), ad est di Tonara; *s*, talcoschisto; *q*, pudding quarzosa e ferruginosa; *l*, banco di lignite; *g*, grès giallastro fossilifero *D**14*; *c*, calcare marnoso giallastro; *m*, calcare magnesiaco.

Belvì. Gli strati del calcare di Belvì sono inclinati verso est e poggiano sul talcoschisto come quello di *Tessili*. La roccia conica *A*, sulla quale è piantata la croce che domina Belvì, posto in basso, nel vallone verso est, è formata unicamente da calcare magnesiaco. Vi ho osservato delle infiorescenze di una sostanza bianca pulvirulenta, che mi è sembrata carbonato di magnesio. Lo strato calcareo marnoso vi si trova meno sviluppato che al Tessili, mentre sembra esservi molto esteso il calcare giallastro *g*, soprattutto vicino al paese, dove contiene anche dei fossili. Oltre alle specie già viste a Tessili, vi ho raccolto un'impronta di *Trochus* indefinito. Per quanto riguarda questo grès, rimando al pezzo *D**14* della collezione.

Ecco qui sotto una sezione del *Tòneri* di Tonara, posto ad ovest del villaggio.

Fig. 28

s, talcoschisto; *f*, idrossido di ferro in nuclei *D**15*; *a*, argilla screziata di rosso e di bianco *D**16*; *p*, sottile deposito di sostanza pulvirulenta bianca *D*17*; *m*, roccia di aggregazione con base di caolino, detta metaxite: contiene tracce di piante fossili (*D**18*); *ml*, stessa sostanza con indizi di lignite *D**19*; *l*, lignite quasi tutta passata allo stato di jais: è molto ricca di zolfo (*D**20, 21*); *l'*, lignite frammentata nella metaxite; *a'*, argilla grigia stratificata (*D**22*); *c*, calcare marnoso grigio cinerino, un po' fossilifero con delle Nerinee; *c'*, stesso calcare che passa gradatamente a calcare magnesiaco; *cm*, calcare magnesiaco cristallino, al di sopra di tutti gli altri strati.

La materia pulvirulenta *p* è molto pesante e ruvida al tatto. L'avevo creduta una specie di tripoli, ma, attendendoci strettamente alla sua analisi (di cui sono debitore all'ingegnere minerario Sella, professore nell'Istituto Tecnico di Torino), la definirò una polvere quasi totalmente silicea, con una piccola percentuale di allumina, di ferro e di acqua: perciò si può considerare un residuo siliceo, privato quasi completamente degli altri elementi di cui si componevano probabilmente una o più rocce preesistenti. Se non proviene dalla decomposizione di un silicato, si potrà definire come depositata da animali infusori, come avviene per il tripoli, al quale rassomiglia. Mi riservo di fare nel capitolo XVII delle ipotesi sulla posizione di questa polvere silicea, ma adesso faccio osservare: 1) che la posizione sotto la roccia aggregata *m*, indicata come metaxite, composta meccanicamente e chimicamente di elementi feldstapici analoghi al caolino, si trova precisamente in relazione con la differenza di peso specifico delle due sostanze; 2) che questo conferma l'idea che mi sono fatta sulla natura e sull'origine di questi depositi rocciosi.

In effetti, poiché ritengo la polvere in oggetto ed anche la metaxite dei precipitati di materie silicee e feldspatiche, tolte a rocce preesistenti, decomposte e sottoposte ad una qualche azione dissolvente, è del tutto naturale trovare il deposito di polvere silicea, molto pesante, sotto la metaxite. Quest'ultima si è senz'altro trovata allo stato di fango, dato che contiene frammenti di vegetali del periodo giurassico, come dimostra l'esame dei fossili tra i quali al prof. Meneghini è sembrato di riconoscere lo stesso *Calamites Lehmanianus* Goep., già da me segnalato in una roccia simile accompagnata alla lignite, sotto il Nuraghe Adoni, vicino a Sant'Antonio di Sarcidano.

La lignite *l* può avere uno spessore di 30 centimetri, ma è piena di efflorescenze solfuree ed emana, alla combustione, un particolare odore molto forte e nauseabondo, il che fa pensare che non sarebbe possibile impiegarla per usi domestici: del resto 'colla' molto bene e produce del buon coke, come risulta dagli esperimenti fatti da tempo nel Laboratorio di Artiglieria, a Torino.

L'argilla *a'* che ricopre la lignite è untuosa al tatto ed è molto simile a quella segnalata in terreni della stessa natura a Nurri e a Nurallao.

Il banco di calcare fossilifero *c* è formato da una roccia grigia così tenace che non riuscii ad estrarre interi i fossili che

conteneva: tra questi ho comunque riconosciuto il *Pecten Lens*, la *Terebratula sardoa* e la stessa indefinibile *Nerinea* già vista nel deposito giurassico di Nurri.

Quanto al calcare magnesiaco *cm* che costituisce gli strati superiori di questa notevole rocca, esso non differisce affatto da quello che corona gli altopiani e le cime da poco descritte e di quelli di cui tratteremo ancora nel corso del capitolo. La forma assunta da questa roccia in seguito alla decomposizione permette di riconoscerla anche da lontano.

Secondo me è evidente che le rocche del Tessili e quelle della croce di Belvì e del Tòneri di Tonara, allineate fra loro in direzione N-S, non sono altro che i testimoni isolati di una massa un tempo molto estesa, che ricopriva i talcoschisti della base occidentale del gruppo del Gennargentu; l'inclinazione degli strati verso est e la loro direzione nel senso di questo allineamento non lasciano alcun dubbio al riguardo.

Il 'Tòneri de Ìrgini'. Ma non è solo nella direzione della valle che va dal *Tessili* a Tonara che si incontrano le tracce di un deposito secondario magnesiaco: ho riconosciuto altri piccoli lembi della stessa roccia anche nella valle che si trova alla base occidentale delle cime più alte del colosso sardo. Tra questi 'testimoni' citerò principalmente una roccia isolata, già raffigurata in primo piano nel diagramma del Gennargentu della *figura 1:* si chiama *Tòneri de Ìrgini*, o meglio, più semplicemente, *Ìrgini* ('la Vergine'). La prima volta che visitai questa balza, che ha una circonferenza di non più di 300 metri, nel 1827, ero in compagnia del mio grande amico e collega Moris, autore della *Flora Sarda*. Mi ricordo che aveva fatto, sui gradoni naturali del Tòneri, una ricca raccolta di piante, assenti nei dintorni, sul terreno schistoso e porfirico di cui è composta la grande massa rocciosa ai piedi della quale si trova il Toneri stesso. (Devo alla sua gentilezza l'elenco delle piante fossili trovate su una strana roccia di calcare magnesiaco: *Pirus Aria* Ehrh; *Rosa rubinosa, sepium* Savi; *Amelanchier vulgaris* Moench.; *Iberis integerrima* Moris; *Linaria rubrifolia* D.C.; *Avena gracilis* Moris; *Stellaria Saxafraga* Bertol.; *Lonicera etrusca* Savi; *Rhamnus alpina* L.; *Campanula rotundifolia* L.; *Hieracium Murorum* L. Flor. Suec.; *Silene pauciflora* Saltzm.; *Ruta corsica* D.C.; *Thesium Linophyllum* L.; *Scabiosa holosericea* Bertol.; *Statice reticulata* L.).

A fianco di questo rilievo se ne trovano altri due o tre simili che non ho visitato accontentandomi di rilevarli da lontano, constatando che sono identici a quello della Vergine. Si potrebbe affermare che sono sistemati in modo da dimostrare che il mare del periodo giurassico, che ha lasciato l'intero deposito così uniforme, era penetrato sin nelle valli più vicine al centro del grande massiccio della Sardegna; in quel periodo questo era molto probabilmente già sorto, quando il mare vi depositò gli altri terreni, che sembrano essere stati sollevati e fratturati ben più tardi.

I Tacchi di Seulo. Tornando ora sui nostri passi, riprendiamo la strada da Gadoni e attraversiamo il Flumendosa per dirigerci verso *Seulo* e ritrovare ben presto il terreno di cui ci stiamo occupando. In questa zona vi costituisce degli altopiani isolati che fanno senza dubbio parte di un complesso più grande, unito forse anche al Sarcidano da cui è attualmente separato da un grande e profondo crepaccio, diretto da nord a sud (come i tre brandelli del Tessili, della croce di Belvì e del Tòneri di Tonara), nel quale scorrono le acque del Flumendosa. Il fiume continua a seguire questa direzione fino alla confluenza del Rio Mulargia, di fronte a Goni.

In questa zona tutti gli altopiani calcareo-magnesiaci prendono il nome di *Tacchi*; la parola *Tacco* sostituisce quella di *Tòneri* della riva destra del Flumendosa, ma, a parte il nome, la loro uguaglianza è perfetta su entrambe le rive. Siccome, poi, la descrizione dei Tacchi non sarebbe che una noiosa ripetizione di ciò che abbiamo detto finora su simili formazioni rocciose, mi limiterò ad osservare che il più grande di quelli della riva sinistra del fiume ha il nome di *Tacco di Sàdali*, nome di un villaggio edificato su questa roccia a sud di Seulo; vicino a quest'ultimo paese si notano soprattutto il *Tacco Ticci*, il *Tacco Marcusa* ed il *Tacco Rì*.

Il Tacco Ticci. Il Tacco Ticci, posto in gran parte sul terreno carbonifero di Ingurtipani di Seulo, di cui abbiamo già parlato nel capitolo III, offre una caratteristica particolare che non può trovare posto in questo capitolo: ora mi preme parlare della presenza, sulla superficie superiore di questo altopiano e nella terra vegetale che copre la cima e i fianchi, di una grande quantità di scaglie e di frammenti di ossidiana nera, del tutto simile a quella che segnaleremo sul Monte Arci, nel capitolo XII.

Voglio ricordare che né qui né sulle montagne vicine si trovano resti di rocce vulcaniche. Il numero di questi frammenti e scaglie d'ossidiana a struttura concoide è tale che nel 1847, con De Vecchi, e nel 1853, in compagnia dell'amico generale di Collegno, ce ne riempimmo le tasche in meno di dieci minuti di ricerca sulla superficie della terra vegetale del Tacco Ticci. Tornerò su questo singolare fenomeno nel corso del capitolo IX. Aggiungerò, tuttavia, che sull'altopiano del Sarcidano si trovano le stesse scaglie, ma in quantità minore.

Il Tacco Ri. Il Tacco Ri, anch'esso una *dépendance* di Seulo, possiede a sua volta un'altra particolarità dovuta, a mio parere, alla natura degli stessi strati inferiori del citato terreno giurassico. Sul bordo del profondo vallone che separa il Tacco Ticci dal Tacco Ri ed ai piedi di tutta la formazione rocciosa secondaria di quest'ultimo, verso S-E, si vede una specie di striscia formata da un torrente fangoso che ricopre gli schisti dei fianchi della vallata. Si tratta di un torrente periodico i cui parossismi sembra dipendano dall'apparizione e dalla cessazione delle piogge autunnali. Quando, nel 1838, visitai questa località ed anche più tardi, nel 1853, in compagnia del generale di Collegno, questo strano vulcano argilloso si trovava nel suo periodo di stasi e non trovai altro che le tracce di un torrente di fango nerastro, che colava lungo il ripido pendio del vallone; molto prima di giungere sul posto, però, si sentiva molto chiaramente un forte odore di zolfo. Vi trovai anche delle efflorescenze sulfuree che ricoprivano il terreno, costituito dagli strati inferiori della formazione calcareo-magnesiaca giurassica del Tacco Ri.

Sembrava che i banchi d'argilla solforosa non fossero altro che gli stessi che accompagnano la lignite di queste formazioni rocciose che sono, come ho già avuto modo di dire, molto piritiche; così la presenza di zolfo nello strato di lignite mi costringe a credere che è principalmente per la sua azione e per quella delle piogge d'autunno, che mettono tale sostanza a contatto con l'acqua, che avviene il fenomeno, prodotto dalla combustione dello zolfo delle piriti e dal dissolvimento dell'argilla.

Eccovi comunque ciò che abbiamo potuto, in compagnia di De Vecchi, raccogliere dalla viva voce degli abitanti a proposito di questo vulcano fangoso in miniatura. In certi periodi dell'anno il suolo della zona si gonfia come una campana, o piuttosto come una vescica: ben presto si spacca e dà luogo ad esplosioni ed all'eiezione di materiale argilloso, che si accumula fino ad una ragguardevole altezza. Questi fenomeni sembrano rinnovarsi fino alle piogge d'autunno, quando tutto ritorna alla normalità. Il rigonfiamento del suolo cessa, così come le eiezioni di materiale, ma un torrente di fango nero e vischioso sfugge dai fianchi del terreno spaccato e si spande tanto da scendere direttamente verso il fondo del vallone. Mi dispiace di non aver potuto visitare questa località durante il fenomeno perché sarebbe stato molto importante dal punto di vista scientifico osservare: 1) se le esplosioni descritteci siano accompagnate da fiamme; 2) se i fanghi eiettati contengano sostanze saline; 3) se vi sia un reale rapporto tra i periodi di stasi, di rigonfiamento e di eiezione di questa specie di *macaluba* e il volgere delle stagioni, cioè con l'apparire o il cessare delle piogge e del tempo secco. È proprio questo che non saprei dire e che quelli che verranno dopo di noi potranno probabilmente stabilire un giorno.

I Tacchi di Esterzili. A nord di Sàdali, vicino al villaggio di Esterzili, dove si trova la chiesa dedicata a *Sant'Antonio*, esiste un altro Tacco, ed anche un secondo ce n'è nelle vicinanze. Questi ultimi sono separati dal Tacco di Sàdali dal *Rio Bentili* e non mostrano alcuna caratteistica particolare, salvo che sembrano essere stati sollevati ad una maggiore altezza rispetto a quest'ultimo senza comunque aver perso l'orizzontalità, che è una delle caratteristiche salienti delle formazioni sarde del genere.

Monte Arquerì. Costeggiando tutta la pendice settentrionale della grande montagna, da Santa Vittoria d'Esterzili si giunge, verso N-E, ad un altro massiccio giurassico chiamato *Monte Arquerì*: anch'esso è formato da calcare magnesiaco, sovrapposto a strati di grès con lignite ed a puddinghe quarzose, che poggiano su terreni carboniferi e su talcoschisti.

Il Tòneri di Seui. Se da Arquerì ci si dirige verso nord, si giunge ad un altro massiccio dello stesso genere, chiamato *Tòneri di Seui*. Si trova subito la puddinga quarzosa ed il grès con lignite che vi è sovrapposto. La strada è incassata proprio nel grès, che ne forma le pareti, di modo che si possono vedere gli strati di lignite inclusi nel deposito. La stessa lingite passa allo stato di jais (*D**23*) ed è identica a quella del Nuraghe Adoni e di Tonara, nonché associata a quella specie di metaxite che contiene tracce di vegetali fossili che ho segnalato nelle due località ricordate.

Se si segue la strada che porta alla *Perdaliana*, tenendo sulla destra la massa giurassica ed a sinistra il pendio schistoso della riva sinistra del Flumendosa, man mano che si procede si possono vedere allo scoperto tutti i banchi che compongono il terreno secondario.

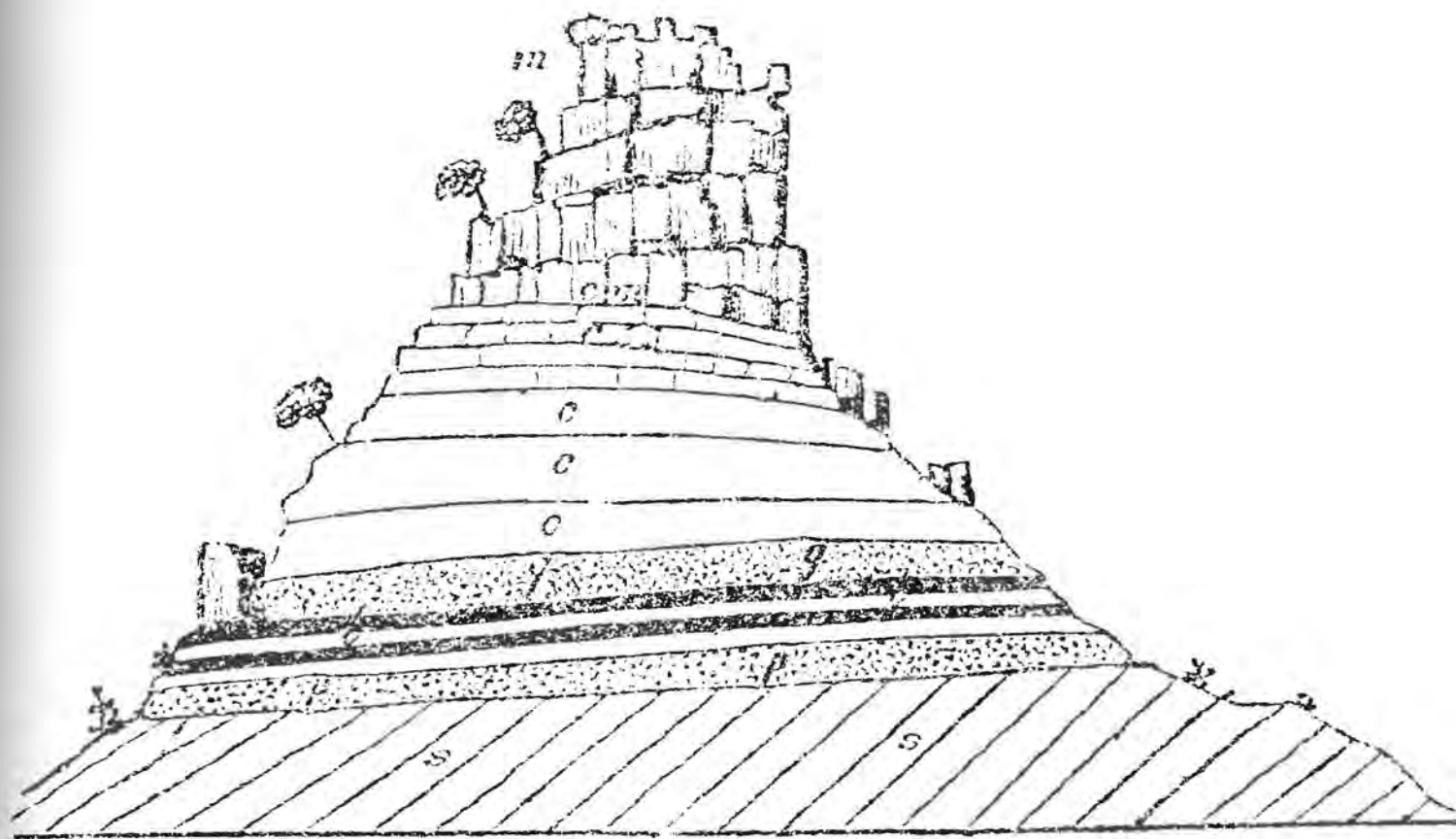
Alla puddinga quarzosa ed al grès contenente lignite succedono strati di calcare marnoso grigio, fossilifero, che, dal basso verso l'alto, passa lentamente al calcare magnesiaco, già segnalato tante volte: quest'ultimo finisce per prendere il sopravvento per il resto della strada assumendo l'aspetto singolare di castelli e di rovine fino a che, sulla destra, si eleva in falesie ripide e verticali di altezza smisurata.

Durante il tragitto si attraversa una magnifica foresta di elci, notevoli per l'altezza e per le forme slanciate in senso verticale. Nell'isola raramente ho visto altri luoghi così pittoreschi e dall'aspetto così grandioso.

Perdaliana. Uscendo dalla foresta, la Perdaliana, ancor più pittoresca, mostra, sullo sfondo di un cielo quasi sempre azzurro, la sua singolare *silhouette*, che ricorda una torre antica posata su un cono slanciato: vi si arriva solo dopo aver per qualche tempo costeggiato la falesia della grande massa calcarea di destra, mentre si cessa di percorrerne la base solo in una località chiamata *Pirastru Trottu* ('il pero selvatico contorto'). Da qui per arrivare alla cima, che è la meta dell'escursione, si sale ancora per mezz'ora lungo il costone su un terreno schistoso, ricoperto di arbusti.

Ecco una vista della Perdaliana, così come l'ho disegnata dal lato nord.

Fig. 29

Perdaliana

ss, talcoschisto cristallino, inclinato di 26° verso S-E e diretto da N-E a S-O; *pp*, puddinga quarzosa e grès; *ll*, lignite e metaxite; *gg*, grès analogo a quello di Nurri; *ccc*, calcare marnoso grigiastro, fossilifero (*D**24*); *cm*, stesso calcare, che passa attraverso leggere trasformazioni al calcare magnesiaco; *m*, calcare magnesiaco perfetto, identico a quello di Nurri, di Làconi e di Tonara.

Il calcare fossilifero *ccc* forma banchi paralleli come gradini, e si decompone facilmente soprattutto dal lato nord così da produrre una grande quantità di frammenti mobili che coprono la maggior parte della scarpata e rendono la salita verso la vetta molto faticosa. Comunque la mobilità delle pietre ebbe il vantaggio di favorire la ricerca dei fossili, fatta scegliendo tra i frammenti che giacevano per terra invece che estraendoli dai banchi del blocco roccioso, cosa molto difficile. È dalla parte nord del pendio, come ho già detto, che i frammenti mobili sono più abbondanti e, di conseguenza, fu qui che potei raccogliere una migliore collezione di fossili, di cui ecco l'elenco (li si vede alla *Tavola E*, pp. 68-69):

Nerinea Vecchi Mgh., fig. 6; *Acteonina ovoides* Mgh., fig. 8; *Natica hemisphaerica* Roem.; *N. grandis* Münst.; *N. Clio* d'Orb.; *N. Actaea* d'Orb.; *N. Formosa* Mor. Lyc.?; *N. parthenica* Mgh., fig. 9; *Pleurotomaria depressa* Bean?; *Alaria trifida* Mor. Lyc.; *Pholadomya Murchisoni* Sow.; Id. var. *Bucardium*; Id. var. *texta; Ph. angustata* Sow.?; *Myacites Vezelayi* Mor. Lyc; M. sp.; *Panopaea gibbosa* d'Orb., fig. 10; *Ceromya striata* d'Orb., fig. 10; *Ceromya striata* d'Orb., fig. 11; *Gresslya* sp., fig. 12; *Thracia triangularis* d'Orb., fig. 13; *Th. corallina* d'Orb., fig. 14; *Anatina undulata* d'Orb.?; *Astarte pumila* Sow.; *A. angulata* Mor. Lyc.?; *Cardium* sp.; *Lucina Bellona* d'Orb.; *Inoceramus depressus* Münst., fig. 15; *Pecten Lens* Sow.; *P. demissus* Bean.?; *Ostrea Perdalianae* Mgh., fig. 17; *Placunopsis rugosa* Mgh., fig. 16; *Terebratula Lamarmorae* Mgh, fig. 19; *T. ovoides* Sow.; *Rhynchonella subobsoleta* Davids., fig. 20; *Rh.* sp.; *Thecosmilia* sp.; *Pleuraster*? sp., fig. 21.

Siccome i banchi di calcare marnoso grigio *D**24* e *24**bis* nei quali si trovano questi fossili sono inseparabili dai grès e dalle puddinghe quarzose che ne sopportano la massa e siccome passano in modo poco avvertibile ad un calcare magnesiaco ben caratterizzato, che costituisce tutta la parte superiore di questo roccione isolato, ho avuto modo, nel riconoscere i fossili, di riconoscere anche l'età geologica di tutto il sistema, di cui la Perdaliana è un testimone del tutto attendibile. È curioso osservare come questo piccolo lembo di un terreno molto diffuso in queste zone e molto uniforme sia al tempo stesso il più interessante per la scienza e quello che fu spinto ad un'altezza più considerevole.

Siccome la parte superiore di questa torre naturale è completamente inaccessibile all'uomo, ho misurato barometricamente la sua altezza fino al punto più elevato che si possa raggiungere ed ottenni 1340 metri, che valgono come altezza totale della Perdaliana. Questo punto corrisponde nella figura all'albero di mezzo.

De Vecchi, con molto pericolo, potè giungere al terzo albero, ma gli fu impossibile spingersi più in alto. Questa misura è maggiore di quella delle cime più alte dei monti di Oliena (1328 metri a *S'Atha 'e Bidda*) e del Limbara (1310 metri nel *Giugantinu*), che sono ritenute, dopo il Gennargentu, le più alte dell'isola.

Monte Novo. Un'altra formazione di rocce simili e che per la sua forma può essere assimilato alla Perdaliana si trova a 20 km a nord di quest'ultima e si chiama *Monte Novo* o, se si vuole, *San Giovanni Monte Novo*, dato che nei pressi della cima vi si trova una chiesetta dedicata a quel santo. Guardandola in lontananza da ovest si presenta come una torre naturale, ma guardandola da sud, la si vede allungarsi verso est e presentare delle dentellature che facilitano l'accesso del geologo alla cima. Ecco qui sotto due disegni di questa formazione rocciosa, visti dai lati citati: il primo lo schizzai nel 1837, mentre il secondo mi fu mandato dal signor Giordano, ingegnere minerario dell'isola. Nel secondo disegno si ritrovano le forme dentellate e le stesse asperità rappresentate nei due disegni precedenti di un sistema roccioso del tutto identico.

Fig. 30 a

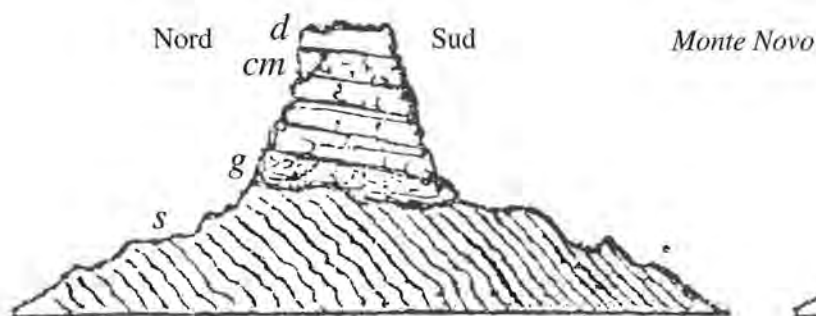
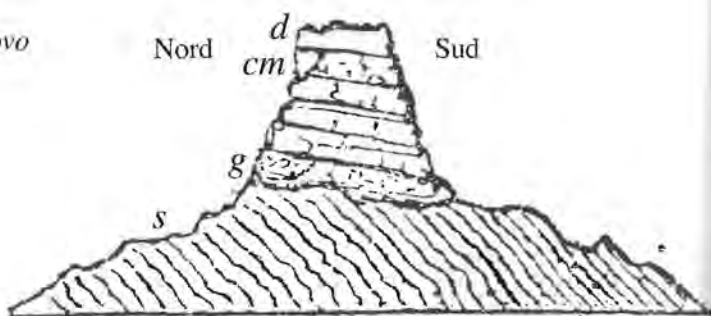



Fig. 30 b

Monte Novo

s, schisto cristallino; *g*, grès giallastro; *c m*, calcare magnesiaco; *d*, dolomia più cristallina.

Quando nel 1837 compii l'ascensione del Monte Novo S. Giovanni (Orgosolo), nel tempo in cui ero occupato principalmente nelle rilevazioni trigonometriche per la preparazione della carta dell'isola, potei dedicare solo qualche istante alla osservazione geologica di questo rilievo. D'altra parte allora non avevo ancora operato una netta distinzione di età fra ciò che oggi inserisco fra i terreni giurassico-magnesiaci ed i calcari con dolomia che si trovano lì vicino e che io, ora, definisco cretacei. Avendo poco tempo a disposizione, mi preoccupai comunque di prendere nota della somiglianza esistente tra il Monte Novo e la Perdaliana, sia per la forma, sia per la composizione mineralogica: notai anche allora la sovrapposizione del terreno secondario rispetto agli schisti cristallini che, alla base del monte, si dirigono da N-O a S-E con una forte inclinazione verso il N-E.

Dato che questa montagna si trova in linea con la lunga catena con direzione N-S che è costituita dal calcare cretacico di Oliena, di cui parlerò nel capitolo seguente, e siccome poco distante dal Monte Novo si trova anche la massa cretacica di M. *Fennau* e di *Urzulei*, mi è venuto qualche dubbio sull'esattezza della mia prima classificazione dei terreni della formazione rocciosa di Monte Novo: è per questo che, essendo impossibile ripetere di persona l'escursione, ho pregato l'ingegner Giordano di recarvisi nel caso che il suo lavoro lo portasse da quelle parti. Ciò è avvenuto da poco, esattamente nel luglio del 1855.

Le osservazioni comunicatemi dal bravo ingegnere insieme a numerosi campioni di roccia prelevati in loco non fanno che confermare le mie prime conclusioni: cioè il riconoscimento, nel Monte Novo, di un lembo del terreno calcareo magnesiaco giurassico del tutto analogo a quelli descritti fino ad ora ed a quelli di cui dobbiamo ancora parlare. Purtroppo Giordano non è stato molto più fortunato di me per quanto riguarda i fossili e questo rappresenta la differenza tra il Monte Novo e la Perdaliana: vi si trovano però gli altri depo-

sili e questi mostrano una perfetta identità con quelli della roccia oggetto del presente capitolo.

All'inizio si tratta di un grès giallastro simile a quello della parte inferiore del Sarcidano di Làconi e delle formazioni rocciose del Tessili e di Belvì. Nel Monte Novo il grès sembra poggiare direttamente sullo schisto cristallino, senza la puddinga quarzosa e lo strato di lignite in mezzo.

Il grès cambia gradualmente, dal basso verso l'alto, in calcare magnesiaco grigiastro non distinguibile da quello di cui si è parlato fino ad ora e che forma il piano di tutti i Tòneri ed i Tacchi della Sardegna centrale ed orientale; mi sembra però degno di nota il fatto che il calcare magnesiaco grigio del Monte Novo perde nella parte superiore della formazione rocciosa la rugosità e la costituzione grossolana che caratterizzano gli strati più elevati del Sarcidano, così come quelli delle cime della Perdaliana e del *Tessili:* tende comunque a mettersi in rapporto con la vera dolomia, di cui si parlerà nel capitolo seguente, dove mi preoccuperò di segnalare questa caratteristica, sulla quale mi propongo di tornare sia nel capitolo seguente dedicato ai suoli cretacei, sia nelle considerazioni di ordine generale che farò nel capitolo XVII.

Monte Fumau. A S-O del Monte Novo si trova un altro rilievo isolato, il *Monte Fumau*, formato anch'esso da strati di calcare magnesiaco giurassico; alla sua base settentrionale sgorga una notevole fontana, chiamata giustamente *Funtana Bona*, che è uno dei luoghi più frequentati dai banditi di Orgosolo.

Il Monte Fumau è composto da possenti masse di calcare magnesiaco che, verso nord, sono tagliate quasi a picco, mentre hanno un'inclinazione verso sud, dove scendono gradualmente con un pendio più dolce: vi si trovano notevoli crepacci e depressioni. I campioni di roccia relativi fornitimi da Giordano sono identici a quelli raccolti sul Monte Novo. Così ora abbiamo la certezza di ciò che avevo supposto durante le mie escursioni di un tempo: e cioè che la formazione giurassico-magnesiaca della Sardegna si trova anche alla base N-E del grande massiccio centrale dell'isola, ai piedi del quale queste rocce formano una specie di cintura, ora interrotta.

Non resta perciò che parlare degli altri brandelli del medesimo terreno che mi sembra di aver individuato sotto le masse cretaciche di *Baunei* e del Monte Alvo; ma questi non sono chiaramente definibili, e quindi credo sia più conveniente citarli *en passant* quando tratterò dei terreni cretacei e delle relative dolomie: ecco perché ora riporto il lettore nuovamente alla Perdaliana.

Pirastru Trottu. La porzione N-E del Tòneri di Seui, che è la più vicina alla Perdaliana, contiene gli stessi strati di calcare marnoso e gli stessi fossili di quella grande formazione rocciosa. I fossili si trovano soprattutto sul già citato Pirastru Trottu, ma sono molto difficili da estrarre dalla pietra che li contiene, molto meno esposta all'infuenza degli agenti atmosferici rispetto agli stessi banchi che si trovano nel versante settentrionale della Perdaliana: qui la roccia non si trova in frammenti e non rende quindi facile il lavoro dei collezionisti di fossili. Comunque vi ho raccolto un buon numero fossili di conchiglie bivalvi e soprattutto di *Pholadomya* e *Panopaea*. La presenza di queste conchiglie è sufficiente al geologo per dimostrare che i terreni del Pirastru Trottu e della Perdaliana facevano un tempo parte di un unico deposito continuo, sebbene oggi siano distanti quasi un chilometro ed esista tra i piani orizzontali delle due località un dislivello di ben 300 metri.

I terreni sembrano aver subìto in questa zona un massiccio denudamento soprattutto nei fianchi del lato sud ed ovest del Gennargentu, dove restano le tracce di uno sviluppo un tempo molto esteso di questo deposito, di cui qua e là rimangono testimonianze isolate; esse sono, per esempio, il Tessili, il Tòneri di Tonara, gli altri Tòneri di Ìrgini e di Seui, il Perdaliana, il Monte Novo, il Monte Fumau, il Pirastu Trottu, ecc., ecc..

Il Rio di San Girolamo e la valle di Taquisara. Il piccolo corso d'acqua che parte dal lato sud del Pirastu Trottu e che inizialmente viene chiamato *Rio di San Girolamo* e poi *Fluminneddu*, separa il massiccio giurassico del Tòneri di Seui da un'altra massa analoga, che si può seguire quasi ininterrottamente fino al villaggio di Tertenìa. Questa massa dirupata, tagliata quasi a picco dalla parte della vallata di *Gàiro*, è spezzettata e fratturata in senso perpendicolare rispetto alla muraglia quasi verticale che sembra minacciare ad ogni istante di inghiottire i villaggi di *Osini*, di *Ulàssai* e di *Ierzu*.

Tra queste fratture si distingue in modo particolare il pittoresco passo di *Taquisara* creatosi in modo naturale nel calcare magnesiaco e rivestito di una magnifica foresta di elci.

Numerosi ed abbondanti ruscelli sgorgano dei fianchi di questa stretta valle e depositano in vari punti grandi quantità di travertino o piuttosto di alabastro, producendo un magnifico effetto. La valle di Taquisara, che rappresentava il passaggio obbligato per coloro che percorrevano a piedi o a cavallo la strada da Seui o da Esterzili per Lanusei, è compresa nel tracciato della nuova strada reale dell'Ogliastra, i cui lavori, mentre scrivo queste note, sono arrivati da Cagliari a Seui.

La Gola di San Giorgio. L'altra grande fenditura è quella che localmente viene chiamata *Gola di San Giorgio*: forma, verso ovest, un solo passaggio molto stretto, in mezzo ad un profondo crepaccio o, piuttosto, in mezzo a pareti tagliate a picco lungo tutto lo spessore della massa calcareo-magnesiaca; ben presto, però, il passaggio si biforca ed un ramo sbocca al di sopra del villaggio di Osini, costruito ai piedi della sua estremità orientale, mentre l'altro va verso Ulàssai, situato in modo analogo ai piedi della grande falesia, sul declivo schistoso della valle. Questi passaggi sono a malapena praticabili a cavallo. La tradizione locale vuole che siano stati aperti da un miracolo di San Giorgio, vescovo di Suelli, ma in realtà sono semplicemente dei crepacci verticali che con ogni probabilità risalgono ad un periodo molto più antico di quello in cui è esistito questo santo personaggio: cioè quando l'intera massa assunse la direzione e la forma che mostra ancora oggi (si veda la *figura 4*, *Tavola IIa*).

La roccia dell'intero massiccio, tagliata a picco sopra i tre villaggi, rassomiglia a quelle di Pirastu Trottu e della Perdaliana e come quelle poggia sugli schisti. A Ulàssai, all'interno dell'abitato, si possono vedere gli stessi banchi di calcare grigiastro stratificato già segnalato in quelle due località, ma i fossili vi sono così aderenti alla pietra che mi è stato impossibile estrarli in buono stato. Sotto questi banchi potei riconoscere tracce di lignite associata ai grès ed alle puddinghe quarzose; mentre superiormente passano al calcare magnesiaco, come nelle altre località. Mi sembra comunque utile ricordare che più ci si avvicina a Ierzu, più gli strati calcarei fossiliferi diminuiscono, sicché sotto questo paese si vede solamente calcare magnesiaco (*D**25*) associato a grès quarzoso e ferruginoso (*D**26*). Sotto la massa giurassica di Ierzu si trova, sempre nel grès quarzoso, dell'idrossido di ferro come nei dintorni di Làconi.

Corungiu. Seguendo la strada da Ierzu verso Perdas de Fogu, si passa, uscendo dal primo di questi due paesi, presso una chiesa dedicata a *Sant'Antonio*, dove si svolge annualmente una sagra molto frequentata. Si può vedere anche una bella prateria ai piedi dell'altopiano calcareo-magnesiaco. La stessa roccia forma, leggermente verso ovest rispetto a Sant'Antonio, un massiccio isolato, molto grosso, chiamato *Corungiu*: un tempo vi avevo stabilito un segnale trigonometrico della mia triangolazione; la sua altezza è di 1004 metri ed è, come la Perdaliana ed il Monte Novo, visibile da molti altri luoghi, anche molto lontani da qui.

Se dalla chiesa di Sant'Antonio di Ierzu si segue la direzione della grande falesia verso S-E, si trova una serie di piccole appendici giurassico-magnesiache delle quali la maggiore giunge quasi sotto il villaggio di Tertenia e porta il nome di *Tacco Manno* ('il grande Tacco'). Una massa simile si può

osservare più a sud, ma è più piccola: perciò si chiama *Tachixeddu* ('il piccolo Tacco') in antitesi al precedente al quale si trova molto vicino.

Infine, brandelli di questi stessi altopiani si susseguono sino a Perdas de Fogu, dove poggiano sia sugli schisti antichi, sia su terreno carbonifero: ma non sono attraversati dai porfidi che hanno forato e sconvolto questi ultimi terreni. A ovest di Perdas de Fogu, ancora, si vede l'altopiano di *La Colla*, anch'esso formato da calcare magnesiaco, che domina l'abitato di *Escalaplano;* ma, verso ovest, La Colla stessa diventa un tutt'uno con un altro altopiano dello stesso genere, sul quale è colata la lava basaltica di Nurri, già ricordata all'inizio dell'elenco dei terreni calcareo-magnesiaci del terzo gruppo giurassico.

Lembo di *coral-rag?*

Il calcare di Nureci. Inserisco con riserva in questo capitolo un lembo di roccia calcarea sul quale potei raccogliere solo dei dati molto approssimativi, sebbene abbia visitato il posto a più riprese e ne abbia fatto recentemente (nel 1853) l'oggetto di una escursione speciale, durante il mio soggiorno nel vicino paese di Làconi. Questa formazione fornisce quella che i locali chiamano *calce di Nureci* o *di Genoni*, ritenuta di ottima qualità ed anche idraulica.

L'abitato di Nureci si trova a ovest di Làconi, ad E di Assolo e di Senis ed a N-O di Genoni: il suo territorio confina con quelli dei paesi citati. Il calcare in oggetto sembra formare una striscia molto stretta, diretta da N-O a S-E, che parte non lontano da Nureci e termina al *Nuraghe Biriu*, vicino a Genoni:questo, ancora ben conservato, è edificato su una collina di questa stessa roccia, che ha fornito anche i blocchi per la sua costruzione. Si tratta di un calcare a struttura spesso concoide, che passa a banchi più o meno compatti (*D**1*); in qualche punto, e soprattutto presso Nureci, contiene rognoni di silice bruna, ma non vi ho trovato fossili. Al Nuraghe Biriu, comunque, la silice manca e si può osservare il calcare assumere un aspetto marnoso lasciando intravvedere sulla superficie erosa dall'aria dei corpi cilindrici con ramificazioni, che l'erosione ha messo in risalto (*D***2). Questi corpi potrebbero somigliare ad una specie di spongiario, da riferirsi al genere *Hippalimus*, per il quale il prof. Meneghini propose il nome di *H. coralloides*. Io tenderei a riconoscere in questo calcare un rappresentante del coral-rag; del resto la sua *facies* e la silice bruna sono buone ragioni per classificare questa massa rocciosa come terreno giurassico. Le indicazioni fornitemi dal suo giacimento sono di scarso valore: presso Nureci questa roccia si trova a contatto con uno strato di pegmatite rossa isolata, e verso Genoni è ricoperta da masse di terreno terziario. Sono queste le scarse note che posseggo di questo singolare e unico lembo di roccia, che merita l'attenzione dei geologi.

Lembo calcareo di Serrenti

Il calcare di Serrenti. All'appena citato lembo calcareo di età imprecisata, ne aggiungerò un altro che provoca dubbi ancora maggiori: si tratta di un terreno che si trova nella pianura del Campidano, dove costituisce in parte il suolo di *Serrenti*. È un calcare compatto, biancastro, leggermente cinerino e perfino grigio scuro, contenente nuclei di silice bruna (*D**3*). Si mostra nella pianura quasi in superficie, spesso a contatto con la trachite anfibolica locale. Le chiese rurali di *Santa Fide* e di *San Sebastiano* poggiano su rocce di questo genere, che si possono seguire per poco tempo, poiché ben presto risultano coperte dalla vegetazione o dalle coltivazioni. Se ne trovano tracce ad ovest del paese e nelle sue strade incassate. Purtroppo i fossili che sono riuscito a raccogliervi con grande fatica sono non molto numerosi e pressoché irriconoscibili. Vi predomina lo spongiario ramificato che percorre la roccia in tutti i sensi. Il prof. Meneghini, dopo averlo lungamente esaminato al microscopio, propose di chiamarlo *Amorphospongia Serrentii* Mgh. Vi ha anche riconosciuto placche e radiole di *Cidarides*, frammenti di pettini e tracce di numerosi altri corpi; per il resto questa roccia possiede tutte le caratteristiche di un calcare giurassico. È utile ricordare che la località dove si incontra si trova rappresentata nella *Tavola II, figura 4*, sulla linea *C D*, tracciata per spiegare la direzione di un abbassamento del suolo sardo che ha provocato la formazione della grande vallata del Campidano, come del resto indica la legenda al *n. 4* della stessa tavola.

Conclusioni. Prima di terminare il capitolo, mi sento in dovere di far conoscere le ragioni che mi hanno spinto a dividere in tre gruppi distinti i terreni descritti. Queste ragioni, lo riconosco, sono più litologiche che paleontologiche, ma siccome queste due scienze sono in pari misura indispensabili per aiutare il geologo nello studio dei terreni sedimentari, penso che la giacitura in cui si trovano queste rocce deve pur avere qualche peso.

I due primi gruppi si differenziano dal terzo essenzialmente per la posizione topografica e soprattutto per i loro rapporti di giacitura con le rocce sottostanti. Tra questi figurano i depositi posti vicino alla costa occidentale, dove forse già all'epoca della loro formazione esisteva un antico confine del territorio isolano; essi poggiano direttamente sugli schisti più vecchi o sul grès viola mantenendo però sempre il loro carattere di calcari compatti oppure oolitici, con o senza silice. Il terreno del gruppo orientale, invece, è sempre sprovvisto di silice e non ha nulla di oolitico: poggia quasi dappertutto su puddinghe quarzose e ferruginose e su formazioni di lignite jais oppure su grès giallo; passa sempre, poi, a calcare magnesiaco molto diverso dalla dolomia, di cui tratteremo nel capitolo seguente.

Aggiungiamo ora a queste considerazioni dovute alla stratigrafia i dati risultanti dalla presenza dei fossili di una stessa specie nelle diverse località già descritte, che ci forniscono il seguente mezzo di comparazione *(Tabella pagina 85)*.

Dalla tabella (nella pagina a fianco) si può vedere che i fossili di Monte Àivaru costituiscono in qualche maniera un graduale passaggio tra le specie comprese nei gruppi occidentali e quelle dei gruppi orientali e che la *Lima Hector*, il *Pecten disciformis*, l'*Ostrea obliqua* mentre la *Terebratula ornithocephala* si trovano soprattutto da una parte e la *Terebratula sardoa* è caratteristica dell'altra; a loro volta la *Natica parthenica*, la *Ceromya striata*, il *Pecten Lens*, l'*Ostrea Perdalianae*, la *Terebratula punctata* e, infine, la *Rhynchonella concinna* segnano la transizione tra la fauna occidentale e quella orientale.

La strana caratteristica mostrata dal calcare del Monte Àivaru giustifica pienamente la striscia blu chiaro da me tracciata nella *Tavola IIa, figura 3*, che parte dalle stesse zone occidentali per andare ad unirsi, in direzione O 40° S, alla grande massa del gruppo oolitico orientale. Del resto sembrerebbe che il grès viola della parte occidentale dell'isola, rappresentato da quelli di Porticciolo, del Monte Caporone e della base dei monti Doglia, Santa Giusta e Àivaru, possa prendere posto tra i depositi dell'oolite inferiore e superiore e che lo si possa paragonare a certi grès e a certe puddinghe che si trovano in analoga posizione nelle Alpi piemontesi e anche nell'Appennino; allo stesso modo depositi di puddinghe quarzose e di grès con lignite del gruppo orientale, come quelli di Làconi, di Tonara e della Perdaliana, rappresenterebbero una netta divisione tra l'era dell'oolite mediana e quella dell'oolite superiore. Tutto ciò dimostrerebbe la presenza di fenomeni che avrebbero interrotto il lento deposito dei materiali componenti i tre piani di questa possente formazione secondaria.

Notiamo bene che: 1) il *Pecten Lacazei* Haim. ed il *P. disciformis* Schübl., di cui abbiamo segnalato la presenza nel Monte Zari, sono stati trovati anche nell'isola di Majorca dall'Haime nel Lias superiore, al quale sono da attribuire ugualmente altri fossili dei terreni sardi occidentali, come il *Pentacrinus vulgaris*, il *Pentacrinus basaltiformis*, così come la *Rhynconella tetraedra*; 2) la *Nerinea Voltzi*, la *Natica pictaviensis*, la *Pteroperna costata* e la *Thecosmilia gregaria* sono caratteristiche della grande oolite; 3) infine le *Pholado-*

SPECIE DEI FOSSILI	OVEST					EST				
	oolite inf.			oolite media		oolite superiore				
	M. Zari	Alghero	M. Timidone	S. Giorgio	M. Àivaru	Perdaliana	Laconi	Tessili e Belvì	Tonara	Nurri
Natica parthenica Mgh.					*	*				
Ceromya striata d'Orb.					*	*	*			*
Lima Hector d'Orb.	*	*	*	*						
Pecten Lens Sow.						*	*	*		
P. disciformis Schübl.	*	*		*						
Ostrea obliqua Lk.	*	*		*						
O. Perdalianae Mgh.				*	*	*		*		
Terebratula ornithocephala Sow.	*				*					
T. punctata Sow.					*	*				
T. sardoa Mgh.							*	*	*	
Rhynchonella concinna d'Orb.					*	*				

Tabella tratta da Viaggio in Sardegna *di A. Della Marmora, inserita nella traduzione di V. Martelli, Cagliari 1927.*

lomiae e altri fossili della Perdaliana indicano nella formazione che li contiene una tendenza a passare all'Oxford-Clay.

In conclusione, tutti questi terreni visti nel loro insieme rappresentano il deposito compreso tra il Lias superiore e la grande oolite. Ma, considerandoli separatamente, si possono classificare così: quelli del Monte Zari e di Alghero nell'oolite inferiore; il calcare di San Giorgio e del Monte Àivaru nell'Oolite mediana; i banchi calcareo-magnesiaci di Làconi e della Perdaliana nell'oolite superiore. Curiosamente l'ordine in cui si trovano i tre piani corrisponde all'ordine topografico che esiste tra di loro, procedendo dall'ovest all'est dell'isola.

CAPITOLO QUINTO

I terreni cretacei

I terreni cretacei e la forma della Sardegna. I terreni che figurano in questo capitolo giocano un certo ruolo nella costituzione geologica della Sardegna, ma il fatto importante è che si trovano solamente sui 'fianchi' dell'isola, come si può osservare sia nella carta geologica unita a questo volume sia nella *figura 4* della *Tavola IIa*.

Questa osservazione ci fa pensare che nell'epoca in cui il mare cretaceo depose questi terreni essi si unirono a coste già esistenti e che la Sardegna aveva già allora assunto gradatamente la sua forma attuale; cioè che i suoi bordi orientali e occidentali erano ormai pressappoco quelli odierni. Ora, siccome a determinare questi confini non può essere stato il grande movimento del terreno in senso N-S che l'isola, così come la Corsica, sembra aver subìto posteriormente alla formazione dei depositi cretacei, possiamo concludere che il primo abbozzo della forma allungata che la Sardegna ha oggi risale ad un periodo anteriore a quello in cui viene collocata l'origine del terreno cretaceo.

Siccome nella colorazione della carta geologica ho usato una sola tinta per distinguere i terreni di questo periodo trovati nell'isola, e siccome nella raccolta di minerali sardi li ho collocati tutti nella stessa categoria, contraddistinta dalla lettera *E*, riunirò in un solo capitolo tutto ciò che riguarda questi terreni, distinguendo, però, tre gruppi distinti: il gruppo sud-occidentale, quello nord-occidentale e quello orientale.

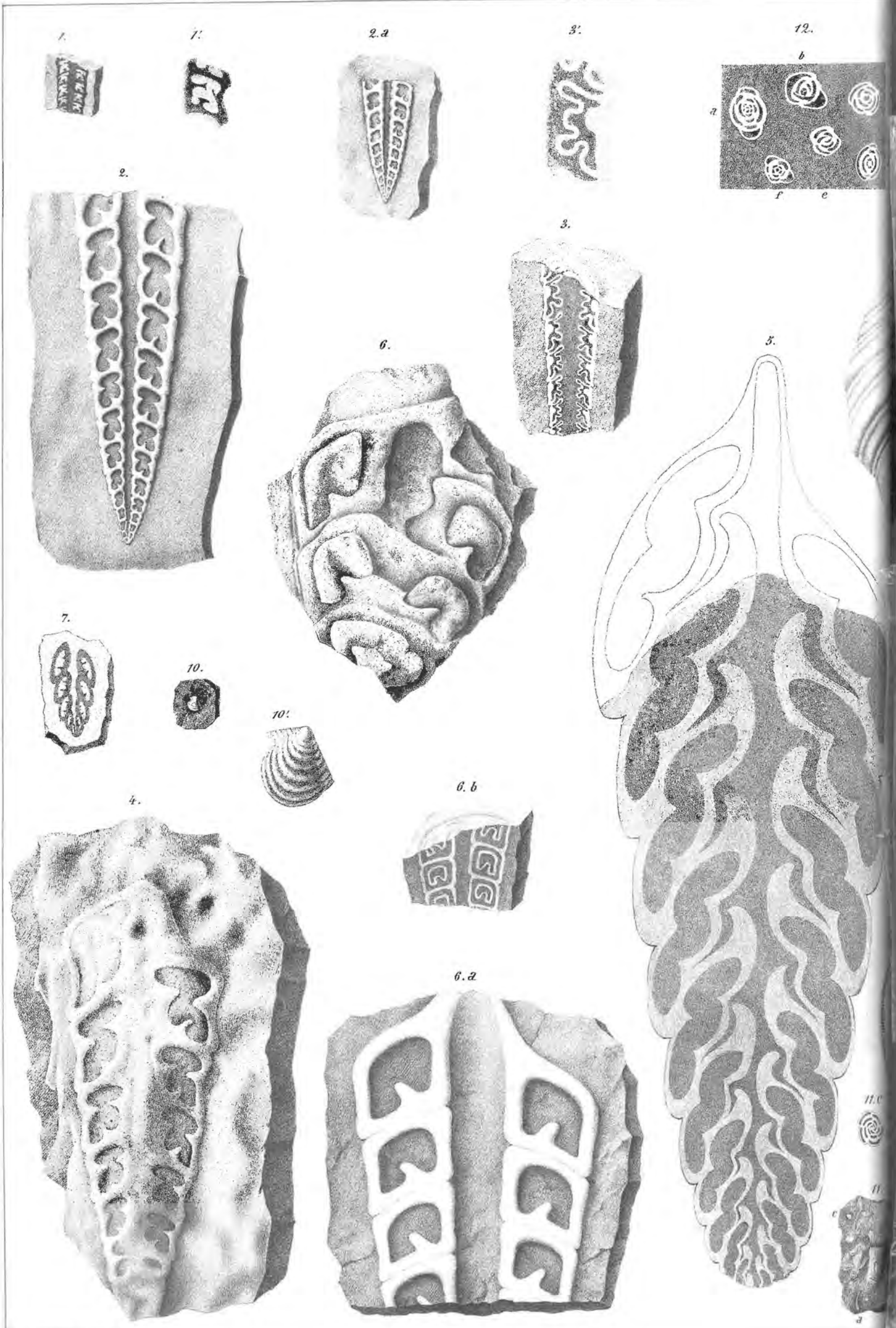
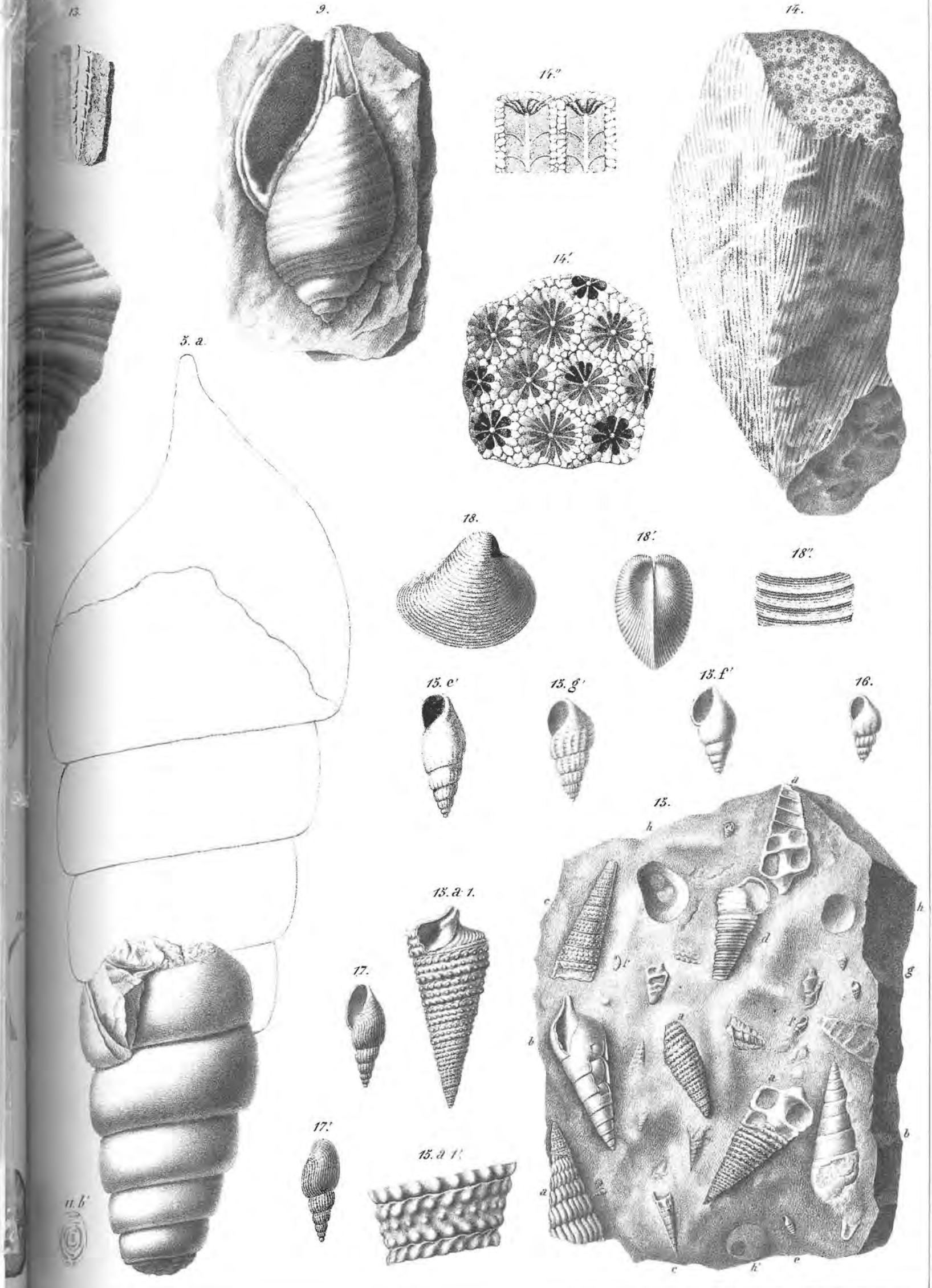
Il gruppo cretaceo sud-occidentale.

Il calcare di Sant'Antioco. A S-E della *penisola di Sant'Antioco*, di fronte alla piccola catena giurassica del Monte Zari già citato nel precedente capitolo, si trova una formazione di terreno calcareo, circondata da tre parti da rocce trachitiche di due differenti periodi, che formano quasi per intero la penisola stessa. La parte più meridionale della formazione calcarea è quella che si trova nella zona di *Canai*, ai piedi del *Monte Arbu*, costituito da roccia trachitica e da conglomerati. Si tratta di un calcare marnoso e leggermente schistoso, che si frantuma in scaglie: rassomiglia alla pietra litografica ed è di colore giallastro (*E1*). Passa poi ad un grès quarzoso ferrifero, un po' lucido e un po' cristallino, di un bel giallo vivo per la presenza dell'idrato di ferro (*E2*). Man mano che ci si allontana dalla roccia trachitica, il calcare riacquista la sua struttura normale: all'inizio è un calcare rosso violaceo, compatto e ferrifero, che assume una struttura quasi oolitica a grani fini (*E3*); poi passa al calcare siliceo compatto, leggermente colorato di rosa (*E4*); infine perde quest'ultimo colore mantenendo generalmente un uniforme colore bianco giallastro e diventa del tutto compatto (*E5*), senza mostrare cioè tracce di alterazioni.

L'ultima varietà forma la maggior parte del terreno calcareo dell'isola di Sant'Antioco; i fossili sono molto rari, perché si trovano solo nella zona chiamata *Maladroxa*. Seguendo un sentiero che costeggia il mare a est sono riuscito alla fine a procurarmi qualche campione di roccia con incrostati dei fossili appena percettibili, messi in risalto dall'erosione della superficie (*E6*). Si tratta di Rudiste e Nerinee, e in particolare: *Hippurites cornuvaccinum* Bron.; *Radiolites* sp.; *Caprotina*

Fran: Pierucci del.

***Tavola F**. Fossili cretacei e eocenici. Vedi anche: APPENDICE, pagine 254-255.*

Torino Lit. Giordana GrandDidier e Salussolia.

sp.; *Nerinea acutangula* Mgh. (la si vede alla *Tavola F, figura I*); *Acteonella laevis* d'Orb.; *Nautilus* sp.; *Cidaris* sp.

La massa rocciosa che contiene questi fossili sulla costa di Maladroxa ha una direzione quasi in senso N-S, che corrisponde a quella dei calcari del Monte Zari, che si trova di fronte, dall'altra parte del Golfo di Palmas. Ma in altri punti, e soprattutto presso il Monte Arbu, dove l'azione della trachite anfibolica sullo stesso calcare si fece sentire in un periodo posteriore al movimento del suolo in senso N-S, la direzione mi è sembrata E-O, o quasi. Questa seconda direzione, comunque, non sorprende affatto, dato che abbiamo riconosciuto due epoche distinte nell'apparizione di differenti rocce trachitiche riscontrabili in questa penisola. La direzione N-S del calcare è da riferirsi, secondo me, ad un movimento più generalizzato del suolo sardo che coincide con l'emissione di grandi masse di trachite primordiale; la seconda direzione può dipendere da un moto puramente locale, dovuto all'apparizione della trachite anfibolica formante il Monte Arbu e leggermente più recente.

Seguendo il sentiero che percorre la costa orientale della stessa penisola, provenendo da Maladroxa e tornando in seguito ad ovest, verso l'interno, si giunge alla località di *Perdas de Fogu* ('pietre focaie'), dove si può facilmente seguire il congiungimento del calcare con una specie di dolerite trachitica, che inseriamo tra le trachiti più recenti. Nel punto di unione delle due rocce si vedono delle venature o filoni di quarzo resinite biancastro e bruno, che sono la ragione del nome dato alla località. Del resto, siccome nelle vicinanze si trova anche la trachite antica, non saprei decidermi ad attribuire l'esistenza del quarzo resinite proprio alla presenza di questa roccia o, meglio, riferire la sua origine all'influenza delle trachiti più recenti: per questa ragione, nel catalogo delle rocce sarde, conserverò questo quarzo nella categoria delle trachiti antiche, col n. *b 32*.

Resterebbe ancora da ricordare una formazione calcarea dell'isola di Sant'Antioco che, in una località non distante da Perdas de Fogu, è isolata e inclusa nella roccia eruttiva; ma mi riservo di citarla nel capitolo XIV.

Ghiaie dell'isola di San Pietro. Quantunque l'*isola di San Pietro*, che si trova a nord di quella di Sant'Antioco, sia formata unicamente da trachite antica, argomento del prossimo capitolo XII, ricorderò che vi si trova anche della roccia calcarea allo stato di ghiaia, che ricopre il terreno di una località tutta particolare, nel territorio detto *I Pescetti*, a mezzo miglio dalla costa ed un'altitudine approssimativa di 20 metri sul livello del mare.

I ciottoli sono arrotondati ed in media di 30 cm di diametro: sono formati da un calcare compatto, dall'aspetto cretaceo piuttosto che siluriano o giurassico, che inoltre appare anche modificato. Qualche ciottolo conserva ancora sèrpule ed altri corpi di origine marina, incrostati e aderenti alla superficie, così da provare una loro precedente permanenza in mare; ma il fatto più notevole è che la superficie sembra essere stata alterata e che l'alterazione stessa diminuisca verso l'interno di ogni pietra. Ciò sembrerebbe indicare che la modificazione è avvenuta quando il calcare era già divenuto ghiaia.

Non trovai fossili definibili nei ciottoli, ma l'aspetto della pietra mi fa ritenere che in origine essa facesse parte di una massa dello stesso terreno cretaceo appena segnalato nell'isola di Sant'Antioco e che esisteva probabilmente nel posto occupato oggi dalle trachiti dell'isola di San Pietro. Il campione di uno di questi ciottoli, che nella mia collezione porta il n. *E 8*, assume una colorazione bruno chiara, forse dovuta alla modificazione avvenuta per il contatto della roccia trachitica con i ciottoli quando ancora erano nell'acqua marina. Mi è sembrato di riconoscere al suo interno dei resti organici, riferibili solamente a quelli di certi terreni cretacei di *Olmedo* e di *Posada*, di cui parleremo tra poco.

Altri ciottoli calcarei, anch'essi modificati in superficie, sono stati trovati nella stessa parte occidentale dell'isola, sia ai piedi del *Nuraghe de sa Saracca*, vicino a *Gonnesa*, di cui parleremo nel capitolo seguente, sia alla base del *Monte Vecchio* di *Gùspini*, sia ancora a nord della *Tonnara di Flumentorgiu*. Quantunque nelle due prime località sembrino aver fatto parte di un banco di puddinga, ora decomposta, potremmo anche pensare che provenissero originariamente da una massa di terreno cretaceo esistente qui prima della formazione delle puddinghe, che risalgono all'epoca del terreno terziario eocenico. La puddinga sarebbe stata a sua volta smantellata al momento dell'apparizione delle trachiti antiche e di altre rocce plutoniche che continuarono a emergere nella costa occidentale della Sardegna. Faccio notare che nei punti in cui le rocce trachitiche terminano, nel nord della costa occidentale, cioè nei dintorni di Alghero, si vede nuovamente apparire nella sua sede il calcare ippuritico di cui ci occupiamo ora.

Capo Caccia. Il promontorio o *Capo della Caccia* è costituito da una massa calcarea molto notevole, che altro non è che l'estremità meridionale di una grande e scoscesa falesia, pressoché verticale, che si dirige da nord a sud e circonda ad ovest il bacino di *Porto Conte*. Questo calcare non lascia intravvedere nessuna stratificazione anche se vi si riscontrano delle fessure da ricondurre ad un'unica direzione, che è probabilmente quella dei vecchi strati. Ciò si intuisce quando si va alla grotta per mare e si doppia il promontorio ad una certa distanza: si può osservare allora che l'inclinazione generale degli strati corrispondenti alle fessure è rivolta verso est, cioè verso il bacino di Porto Conte.

De Vecchi, che studiò questo rilievo dopo di me, ha voluto sottolineare che gli strapiombi di fronte al mare, cioè verso ponente, sono tagliati nettamente nel vivo della massa calcarea, mentre la discesa verso le *Torri* del *Bollo* e del *Trasmeriglio* si percorre senza quasi cambiare strato, sicché la causa sollevante della massa, qualunque essa sia stata, sembra aver agito dalla parte del mare. Si tratta della stessa osservazione fatta a proposito del notevole raddrizzamento degli schisti antichi della costa della Nurra, inclinati verso est e tagliati a picco verso il mare. Ne concludo che la forza che ha sollevato il fianco occidentale del Porto Conte è la stessa che ha raddrizzato gli schisti della Nurra marittima. È questa stessa forza che ha prodotto anche l'abbassamento di Porto Conte, la cui direzione è sempre N-S.

Si perderebbe di vista l'idea della disposizione generale di questi terreni se ci si limitasse a studiare i movimenti della grossolana stratificazione di questo gruppo, dato che essa è disordinata ed i dettagli avrebbero la meglio sull'insieme.

Se ci si dirige dalla Torre del Bollo verso il culmine del promontorio della Caccia, si trovano delle masse di calcare più bianco e più fragile di quello degli altri strati. Ed è dopo aver superato il pendio in mezzo alla macchia, camminando su pietre instabili e scalando spesso con molta fatica dei gradini molto alti e scoscesi, che si finisce per trovare, ad una certa altezza, delle ippuriti al loro posto originario, tra le quali alcune sono conficcate in terra in modo naturale e spuntano all'esterno così da sembrare denti di elefante appena piantati nella roccia calcarea (*E9*). Si tratta di individui delle seguenti specie: *Hippurites cornuvaccinum* Bron.; *Sphaerulites Hoeninghausii* Dsml.; *Radiolites* sp.

Se si vuole andare poi sul punto più alto del capo, in direzione S-O, vi si può giungere solamente attraverso un passaggio obbligato di appena un metro di larghezza e sotto il quale vi sono da entrambi i lati spaventosi precipizi verticali profondi di centinaia di metri, che arrivano fino al mare. Solamente superando questo passaggio, che fa impallidire anche il viaggiatore più coraggioso, si può giungere a godere della magnifica vista che si dispiega dinanzi agli occhi, di cui nessun racconto può rendere l'idea. Non si vedono solo gli sviluppi dei gruppi calcarei che bordeggiano il pittoresco Golfo di Porto Conti, ma la vista giunge fino a 50 miglia verso sud, lungo la costa occidentale.

La Grotta di Nettuno. Per una strana coincidenza, la stessa natura che impedisce al turista poco abituato ai pericoli della montagna di visitare la parte superiore, o piuttosto il dorso del

Pl. VIII.

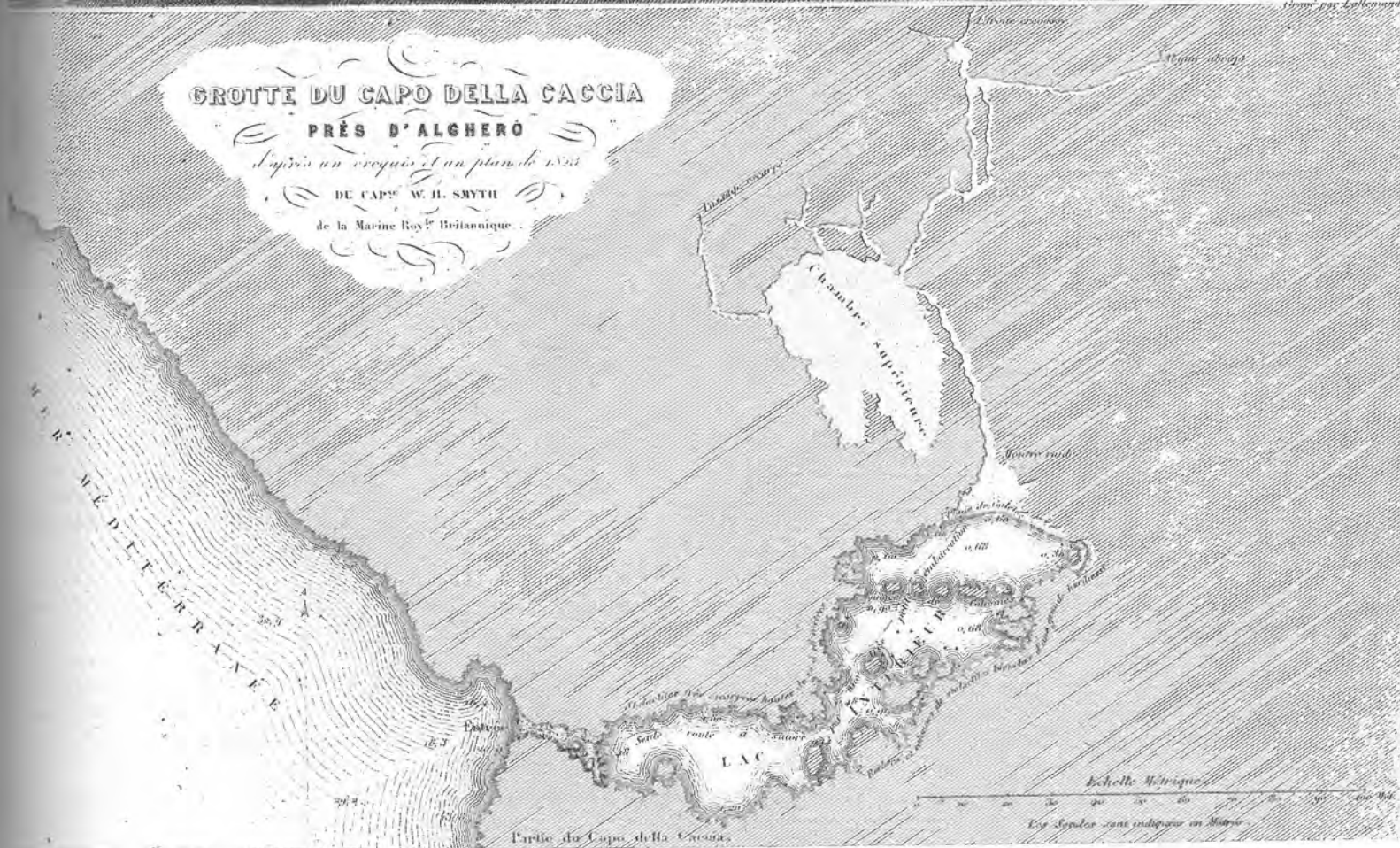
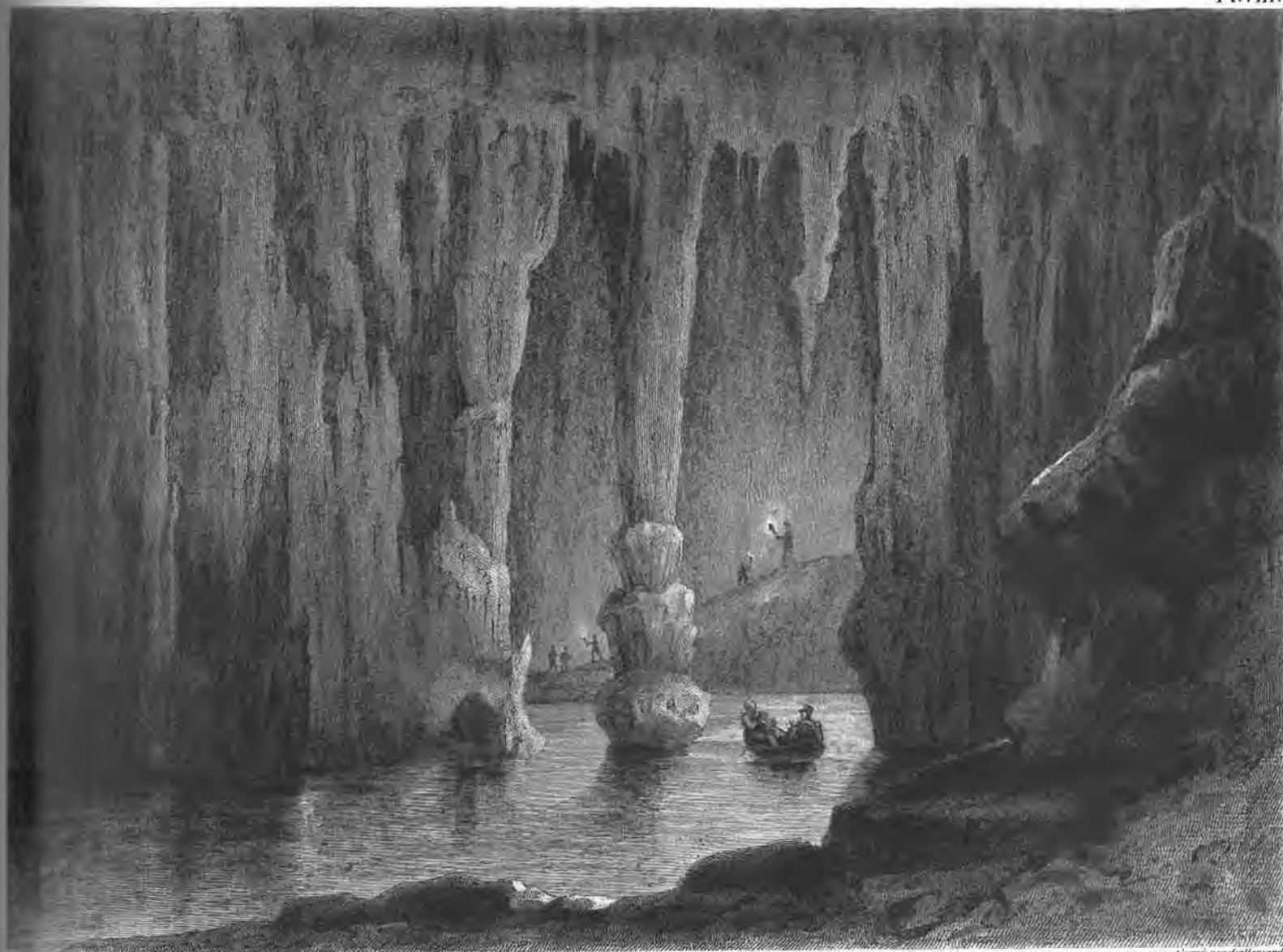



Tavola VIII, Grotta di Nettuno. Grotta di Capo della Caccia, presso Alghero, ripresa da un disegno e da una pianta realizzati nel 1823 dal capitano W. H. Smyth, della Marina Reale Britannica.

Capo della Caccia, è stata per un altro verso molto prodiga con gli amanti delle vedute straordinarie e delle emozioni tranquille, facendoli entrare nel ventre di questo stesso massiccio: intendo parlare della magnifica *Grotta di Nettuno*, da porre senza dubbio fra le prime curiosità naturali di questo genere dell'intero bacino mediterraneo. Io ritengo questa grotta superiore a quella di Mahon e forse anche alla Grotta Azzurra dell'isola di Capri.

Naturalmente la minuziosa descrizione della grotta sotto l'aspetto artistico e pittoresco risulterebbe estranea all'argomento di questo volume specificamente dedicato alla geologia: mi riservo di farlo nella quarta parte di questo *Voyage*; ma, siccome quasi certamente il quarto volume non sarà accompagnato da un atlante, ho pensato che un disegno esatto della grotta e la relativa pianta possano trovare giustamente posto anche nell'atlante geologico: per questo ho dedicato alla grotta la *Tavola VIII*, che riproduce esattamente un disegno manoscritto, dovuto alla gentilezza di un esperto ufficiale generale della Marina reale britannica, che si era già messo in luce per studi idrografici molto importanti del Mediterraneo. Per mostrare convenientemente la mia gratitudine, ho fatto eseguire l'incisione del disegno su acciaio, perché possa figurare al meglio. (Purtroppo la tavola, incisa un po' d'anni fa, è stata attaccata dalla ruggine, sicché si sono formate alcune piccole macchie che non è stato possibile fare scomparire nella stampa).

Appena si doppia il capo venendo via mare da Alghero, che dista sette miglia marine, la grande falesia occidentale che rappresenta il muro esterno del capo appare maestosa con direzione da nord a sud, correndo così parallelamente ad un lungo tratto di costa. Quasi al centro della muraglia, alta più di cento metri sul livello del mare, si trova un'apertura di circa due metri per due metri, che è l'unico ingresso al vestibolo della grotta.

La soglia della porta naturale si trova un po' più in alto del normale livello delle acque a mare calmo e questo rende l'ingresso alla grotta molto pericoloso perché per poco che il mare si agiti contro il muro verticale, le imbarcazioni non possono più avvicinarsi all'apertura: allora diventa pericoloso entrare e impossibile uscire, tanto più che, se il mare è molto mosso, le ondate penetrano violentemente nel vestibolo della grotta.

Quando il mare è calmo, invece, si passa molto facilmente da una quasiasi imbarcazione all'ingresso, che immette in un corridoio di 18 metri, al termine del quale ci si trova sulla riva di un laghetto di acqua salata, largo in media 20 metri, lungo 120 e pieno di scogli e di bassi fondali; cosicché vi ci si può avventurare solo con una piccola barca per una sola persona, oltre al rematore. Questa circostanza dà alla traversata del lago un fascino singolare che, unito all'oscurità ed alla grandiosità delle stalattiti e delle stalagmiti, rapisce il visitatore e riporta il pensiero alla favolosa barca del vecchio Caronte. (Queste righe le avevo già scritte prima che nel 1854 uscisse *Six semaines en Sardaigne* di Edouard Delessert, che ha quasi le mie stesse espressioni).

Quando si giunge alla riva opposta, non senza aver urtato a più riprese gli scogli affioranti, ci si trova su una spiaggia quasi orizzontale, cosparsa di piccoli ciottoli calcarei; ben presto, però, il terreno comincia a salire lungo un corridoio molto stretto ed elevato che conduce, sempre salendo, ad una vasta sala lunga 30 metri e larga 50. L'altezza della volta non la conosciamo perché le torce non arrivano ad illuminarla. Da questo punto partono altri corridoi che finiscono in profondissimi precipizi o in passaggi così stretti da non permettere la prosecuzione del cammino. Quando visitai la grotta, il 10 maggio 1829, fui avvantaggiato, è vero, dal vederla splendidamente illuminata da migliaia di candele messe ad arte lungo le pareti, ma nello stesso tempo mi fu impossibile dedicarmi, secondo la mia intenzione, alla ricerca di ossa fossili di cui supponevo l'esistenza nella sala superiore (quella volta io accompagnavo l'allora principe Carlo Alberto: ed è scomodo fare il geologo in una grotta oscura, in divisa ufficiale, cioè con un pennacchio in testa e una spada al fianco!).

Dalla parte della Torre del Bollo, cioè sul pendio orientale del massiccio del Capo della Caccia, sotto uno dei due precipizi di cui ho parlato si trova un'altra grotta conosciuta nella zona col nome di *Grotta dell'Altare*: infatti vi si trovano i resti di un altare dedicato un tempo a *San Teramo* che, ai tempi dello storico Fara, dava il nome a tutto il capo. Vi si arriva con molta fatica, salendo dal mare per più di un quarto d'ora attraverso un pendio molto ripido. Si trova poi una cavità spaziosa, in discesa ripida verso il lato opposto, cioè verso ovest o, meglio, verso l'interno del massiccio. La grotta è notevole per il numero e la grandezza delle colonne di stalattiti e stalagmiti, ricoperte da uno strato di materiale verde, probabilmente vegetale.

Visitai questa cavità naturale nel 1833 insieme col conte Luigi Sauli, mio collega all'Accademia e al Senato, e col reverendo Vittorio Angius, autore di molte opere notevoli sulla Sardegna. Speravo di trovarvi delle ossa ed una via di comunicazione verso la Grotta di Nettuno, alla quale, in un certo senso, è addossata, ma la ricerca fu del tutto inutile. Forse un giorno sarà possibile praticare una via di comunicazione tra i due sotterranei, così da permettere di entrare nella Grotta di Nettuno con qualsiasi tempo, dato che nel Golfo di Porto Conte il mare è sempre calmo.

La Foradada. Continuando a seguire la costa via mare, verso nord, dopo l'ingresso esterno della Grotta di Nettuno si trova un isolotto che si fa notare per un foro naturale che, ad una certa altezza, lo attraversa da parte a parte, così da fargli prendere il nome di *Foradada* ('isola bucata').

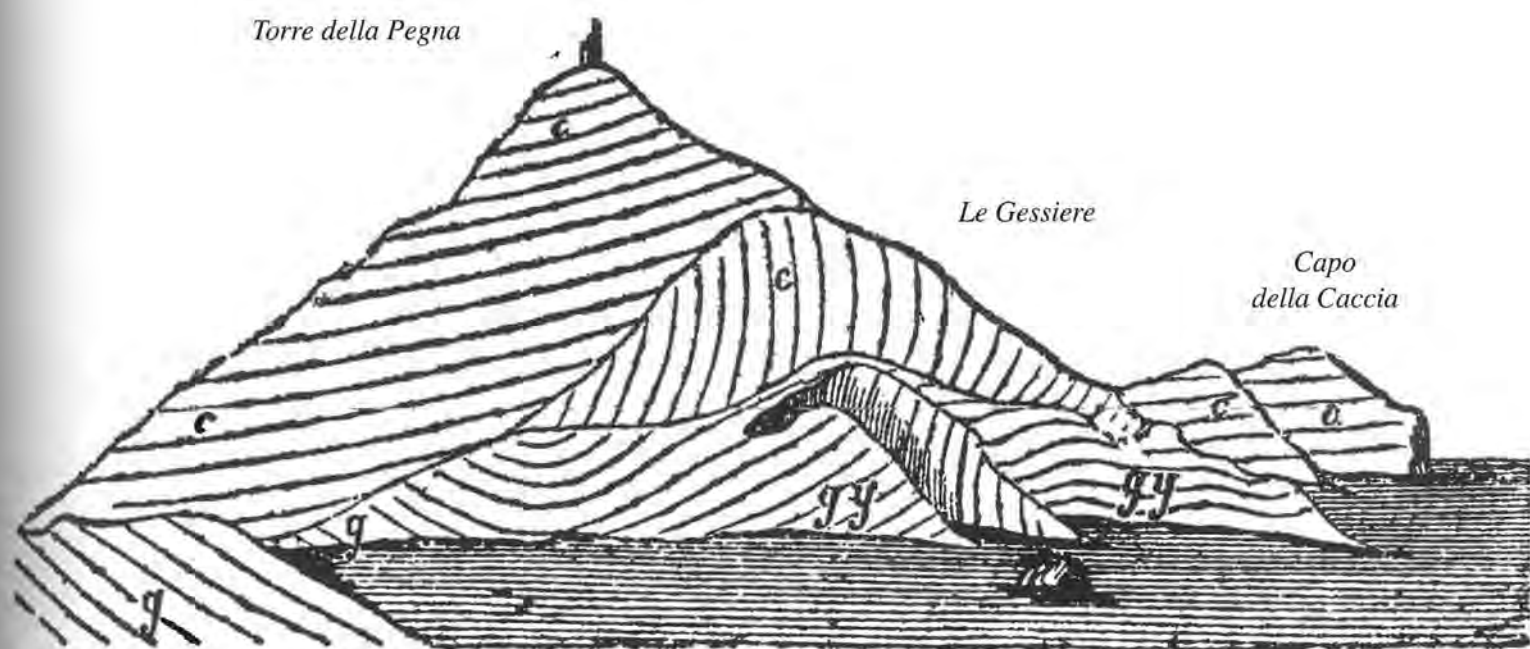
Questo isolotto è costituito dallo stesso calcare con ippuriti del Capo della Caccia e della montagna vicina, in cima alla quale si trovano le rovine della *Torre della Pegna*. Mi riferisco alla parte superiore della montagna, perché ora suppongo che il calcare cretaceo in argomento possa poggiare su qualche massa di terreno giurassico, dato che al di sotto del calcare viene alla luce il grès color feccia di vino, di cui ho ampiamente parlato nel capitolo precedente riclassificandolo da terreno cretaceo a terreno dell'oolite mediana. Il grès viola è unito ad un grande deposito di gesso del tutto simile a quello segnalato nella Nurra.

Le Gessiere. Il punto più adatto per prendere in esame i rapporti esistenti tra il grès viola ed il gesso si trova lungo la costa e si chiama *Le Gessiere*. Il gesso vi si trova in vene e forma una specie di rete, ma può trovarsi anche in nuclei all'interno del grès. È difficile ottenere dei campioni uguali (*E 10*), dato che le sue varietà sono tantissime e derivano da una causa qualsiasi che produsse in terreni preesistenti la penetrazione di emanazioni sulfuree. La base della falesia diventa ben presto inaccessibile a causa della posizione verticale e non si può arrivare alle Gessiere se non con un'imbarcazione o a nuoto. Queste difficoltà mi hanno impedito di verificare se l'infiltrazione della materia gessosa si estenda anche alla massa calcarea che ricopre il grès e se il calcare stesso sia della formazione oolitica, oppure se si tratti già di un terreno cretaceo.

Ecco uno schizzo del deposito di gesso del Monte Pegna, fatto dalla cima del Monte Timidone, che si trova nelle vicinanze *(Fig. 31, pagina a fianco)*.

Io penso che la penetrazione della materia solforosa che ha formato il gesso nel grès viola o nel calcare delle Gessiere, così come la presenza di un gesso simile nel grès violaceo della Nurra, di cui ho già fatto cenno, siano dovute ad un'unica causa che ha agito sotterraneamente in senso N-S; inoltre ritengo di dover riferire questi effetti al periodo dell'apparizione delle trachiti primordiali, di cui parleremo nel capitolo XII. La forma attuale del Porto Conte e del Capo della Caccia sembra anch'essa risalire al periodo dell'apparizione di questa roccia plutonica e con una direzione da nord a sud, che si riconosce in seguito, più lontano, nella posizione e nell'andamento di questa specie di striscia di depositi di gesso di cui abbiamo già parlato e che ho ritrovato, dopo i *Montirossi*, vicino a San Giorgio della Nurra, fino alle pendici del monte di *Santa Giusta*.

Monte Agnese e Monte Carbia. Nel capitolo precedente

Fig. 31

gg, grès violaceo o color feccia di vino; *cc*, calcare; *gy*, gesso.

abbiamo anche parlato di due colline vicine ad Alghero, chiamate *Monte Agnese* e *Monte Carbia*, sulle quali non mi riuscì di trovare dei fossili. Possiamo comunque, e con qualche fondamento, mettere in relazione con il terreno cretaceo le masse calcaree che formano interamente questi due rilievi. Il calcare è compatto con una tendenza a passare alla dolomia e si colora di bianco con sfumature giallastre; così si distingue ancora di più dall'aspetto del calcare grigio-bluastro giurassico sul quale è posta la città di Alghero per assumere l'aspetto di quello che forma la parte superiore del Monte Àivaru, il cui carattere cretaceo è fuori di dubbio. Aggiungerò, poi, che la roccia delle due colline riappare ben presto nella pianura un po' più a nord, dove costituisce il suolo del paese di *Olmedo*, di cui parleremo tra poco.

Quando, percorrendo la vecchia strada, ci si dirige dal Monte Carbia verso Sassari, si trovano, nella pianura, dei monticelli alti pochi metri. Alcuni di essi sono di roccia calcarea; altri, invece, di trachite antica. Poi si segue ancora per un po' il limite o, meglio, la congiunzione tra i due tipi di terreno; ma, appena superato il povero villaggio di Olmedo e non dalla parte di Sassari, ma a N-O verso il Monteforte, quasi allo stesso livello della pianura si vedono delle rocce calcaree biancastre tendenti al grigio, in struttura di breccia. Esse mostrano in superficie una gran quantità di rilievi messi in risalto dall'erosione atmosferica: sono di forma irregolarmente circolare e quasi dentellati, così da dare alla roccia un aspetto molto singolare; essi imitano in qualche modo, per la loro disposizione, gli occhi della coda del pavone e non sono altro che le sezioni orizzontali di certe specie di *Rudistes*, di cui la roccia è piena (*E 11*).

Tra i fossili citati si riconosce l'*Hippurites cornuvaccinum* Brn., la *Sphaerulites Hoeninghausii* Dsml. e la stessa *Radiolites* già segnalata al Capo della Caccia. Vi si trova anche un'altra specie di *Radiolites* che rassomiglia alla *R. Paillettana* d'Orb., la *Nerina acutangula* Mgh. (*Tavola F, figura 1*) trovata anche a Sant'Antioco ed un fossile molto piccolo e grazioso, che sembra appartenere ad una nuova specie di *Radiolites* (vedi *Tavola F, figura 11*); infine, nel calcare compatto grigio, che contiene quest'ultimo fossile assieme a dei nuclei di selce piromaca rossa, la frattura mette in luce le sezioni di una specie di *Quinqueloculina* (*figura 12*) e di altri millioliti.

Dirigendosi invece da Olmedo verso la città di Sassari attraverso la vecchia strada del *ponte di San Giorgio* (da non confondere con il San Giorgio della Nurra), si giunge alla riva dell'omonimo torrente, che segue quasi senza interruzione la linea di unione del terreno cretaceo con la trachite antica. Il calcare di questa località, compatto e quasi sempre bianco-giallastro, presenta le stesse varietà di quello segnalato in una situazione analoga (cioè a contatto con la trachite) tra Canai e Maladroxa dell'isola di Sant'Antioco. Però quello dei dintorni di Olmedo acquista, per la vicinanza della roccia plutonica, un colore rosa e perfino rosso.

Il calcare scompare sulla riva opposta del Rio di San Giorgio, costituita com'è da terreno terziario nel quale scorre il corso d'acqua, che poi diviene il *Rio di Porto Torres*; il calcare cretaceo, però, appare qua e là lungo la riva sinistra fino alla base orientale del Monte Àivaru.

Monte Àivaru. Vicino alla foce del citato Rio di Porto Torres avevamo già segnalato l'esistenza di una collina, chiamata *Monte Elva*, che non sapremmo se inserire, col calcare del *Monte Santa Giusta*, nel giurassico, oppure con la parte superiore del Monte Aivaru, i cui fossili sono cretacei: ecco perché propongo questa collina allo studio dei geologi che verranno dopo di me.

Ed eccoci giunti nuovamente al Monte Àivaru di cui abbiamo già parlato nel capitolo precedente. Solo i suoi strati superiori sembrano dover appartenere al periodo cretaceo, ma non posseggo dati certi sulla immediata sovrapposizione dei due tipi di terreno che costituiscono la montagna: al tempo della preparazione della carta geografica vi sono stato diverse volte, ma senza avere il tempo di cercare dei fossili; ho tentato di esplorarla in occasione del mio ultimo viaggio in Sardegna, nel 1855, ma le mie condizioni fisiche mi hanno impedito di raggiungere la cima, come avrei voluto. Aggiungo solo che il calcare che forma la parte superiore del monte è bianco tendente lievemente al giallo, che è compatto e mostra la tendenza a passare alla dolomia.

De Vecchi vi ha potuto raccogliere solo frammenti di fossili, tra i quali si riconoscono Ippuriti, Acteonelle, Nerine, radiole di Cidaridi e tracce di Briozari e Corallari. Il solo ad essere definito è stato la *Sphaerulites Hoeninghausii* Dsml.

Le specie indicate sono poco numerose ed in gran parte irriconoscibili, ma nel loro insieme mostrano i caratteri dei fossili del periodo cretaceo.

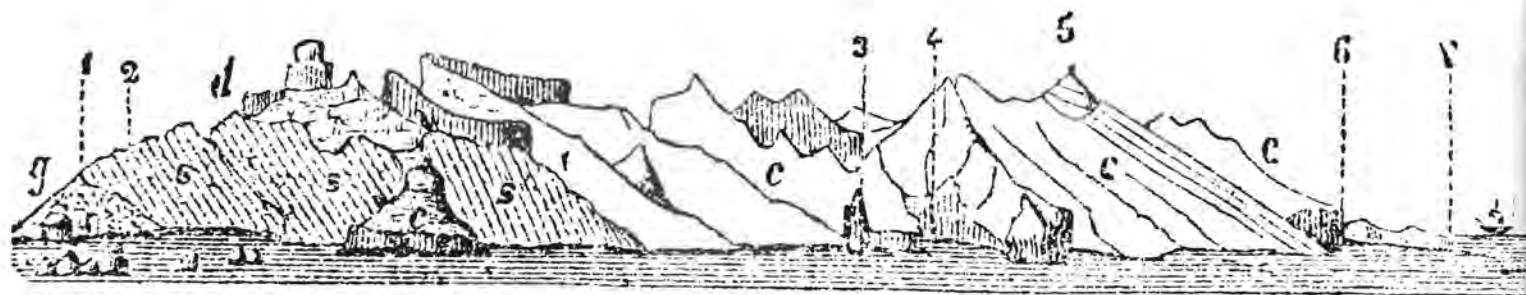
Monte Doglia. Non mi resta che parlare del calcare che corona anche il Monte Doglia e che, come quello del Monte Àivaru, può essere ricondotto ai depositi dell'era cretacea, poiché tra le specie di fossili raccolte a fianco del mio segnale trigonometrico una si trova nelle mani del prof. Meneghini e contiene la stessa *Acteonella* e gli altri fossili del calcare superiore del Monte Àivaru. L'aspetto della roccia, poi, è esattamente lo stesso.

Trovandomi nell'assoluta impossibilità di addentrarmi maggiormente nei particolari relativi a questa roccia, termino il discorso sul periodo cretaceo della Sardegna dell'ovest per rivolgermi alla costa orientale, in cui i caratteri di questo tipo di terreno sono molto più chiari.

Gruppo ippuritico orientale

Il Monte Santo. Il punto più meridionale dove inizia a mostrarsi, sulla costa orientale della Sardegna, il terreno cretaceo, con Nerine e Rudiste, si trova a nord della chiesa di *Santa Maria Navarrese*, vicino a *Tortolì*. Percorrendo la costa proprio in riva al mare in direzione di Santa Maria e verso il *Capo di Monte Santo* si vedono scomparire il granito e lo schisto cristallino leggermente granatifero, che si ricoprono di un calcare che poggia indistintamente sulle due rocce, formando delle falesie scoscese elevantisi in verticale per più di 300 metri. La direzione del calcare è NO-SE e la sua inclinazione di 50° a N-E.

Per dare un'idea della fisionomia di questa costa, propongo qui sotto uno schizzo della sua parte meridionale, dalla chiesa di Santa Maria fino al capo di Monte Santo: l'ho disegnato dal mare.

Fig. 32

1, chiesa e torre di Santa Maria Navarrese: terreno granitico con filoni di porfido rosso; 2, isolotto detto dell'Ogliastra, anch'esso granitico e attraversato da porfido rosso; 3, obelisco naturale detto *la Guglia*, di roccia calcarea; 4, *Aigade*, o sorgente abbondante conosciuta dai marinai: l'acqua scorre sullo schisto che appare al di sotto del calcare; 5, cima più elevata del Monte Santo; segnale trigonometrico; 6, falesia del Capo di Monte Santo: massa calcarea tagliata a picco a notevole altezza; 7, estremità settentrionale del capo; *g*, granito; *s*, schisti cristallini quarziferi e granitiferi; *d*, dolomia; *c*, calcare cretaceo compatto.

Baunei. Siccome il sentiero lungo la costa non è più praticabile appena un quarto d'ora di strada dopo la *Torre di Santa Maria*, verso nord, per poter studiare la montagna bisogna percorrere l'unica vera strada che esiste, e cioè quella che conduce da Tortolì a *Baunei* attraverso i villaggi di *Girasole* e *Lozzorai*. All'inizio si trova un terreno piatto e alluvionale, ma già Lozzorai si trova su roccia schistosa. Appare ben presto il granito, che non si abbandona che dopo tre quarti d'ora di cammino. È il prolungamento dello stesso granito, che a est arriva fino al mare e che è attraversato, a Santa Maria Navarrese, da filoni porfirici di cui parleremo tra poco. Gli schisti si mostrano allo scoperto contro il granito stesso e continuano fino a Baunei, dove si giunge dopo una lunga salita.

Il paese si trova ai piedi di un massiccio calcareo sovrapposto a schisti. Vi si trovano anche depositi di certe brecce che sono molto frequenti alla base dei monti calcarei, formatesi proprio a scapito di quelli.

Volendo salire fino al punto più alto di tutto il gruppo, appena si esce da Baunei si inizia a salire sulla roccia calcarea che domina l'abitato e si sale fino alla sommità; ma la scalata è estremamente faticosa a causa dell'erosione esercitata dagli agenti atmosferici sulla roccia calcarea, crivellata ovunque di cavità larghe e profonde, spesso separate l'una dall'altra da sottili pareti taglienti come lame di coltello. Lo stato in cui è stata ridotta la superficie della montagna può paragonarsi ad una grande spugna trasformata in pietra calcarea. Per non mettere i piedi dentro le cavità, profonde a volte fino a 60 cm e larghe altrettanto, bisogna camminare passando dal bordo di una a quello di un'altra, il che rende la marcia diseguale, faticosa e anche pericolosa a causa delle taglienti paratie sulle quali bisogna continuamente posare i piedi; aggiungete che durante il tragitto è impossibile distogliere lo sguardo da dove si devono mettere i passi.

Dopo una scalata di più di due ore in queste condizioni si giunge alla vetta, dove io sistemai il mio segnale trigonometrico. Mi dispiace che la rottura del barometro, avvenuta il giorno prima dell'ascensione per la disattenzione di un marinaio, mi abbia impedito di rilevare con precisione l'altezza del rilievo. Essa mi sembra comunque superiore a quella fissata dal capitano W. Smyth in soli 731 metri; probabilmente la sua misura non si riferiva a questa cima, chiamata *Genna in Ircu*, ma soltanto alla parte che domina direttamente il capo e la falesia di Monte Santo.

Il calcare della montagna è compatto, bianco o leggermente giallo (*E 12*), del tutto simile a quello del Capo della Caccia e passante alla dolomia. Non vi ho trovato fossili, ma De Vecchi, che fece una visita al monte dopo di me, raccolse proprio vicino al segnale trigonometrico qualche resto di organismi fossili. I fossili trovati non sono numerosi, ma il confronto con altri di località simili mi permette di non dubitare della loro appartenenza a terreni cretacei.

Ecco il brevissimo elenco: *Pecten* sp. ind.; *Avicula astartea* Mgh., (la si vede nella *Tavola F, figura 10*); *Parastrea* sp. n.; *Ammonites rothomagensis* Lk. (si tratta di un'Ammonite molto piccola, la sola specie di questo genere trovata in terreni cretacei dell'isola).

La stratificazione del calcare è molto disordinata e si può individuare solo osservando da una certa distanza gli strati naturali, venuti alla luce nel massiccio all'interno dei precipizi che giungono fino al livello del mare.

Si nota chiaramente che i banchi di roccia hanno una inclinazione molto forte verso N-E, come abbiamo osservato anche nel calcare sopra Santa Maria Navarrese.

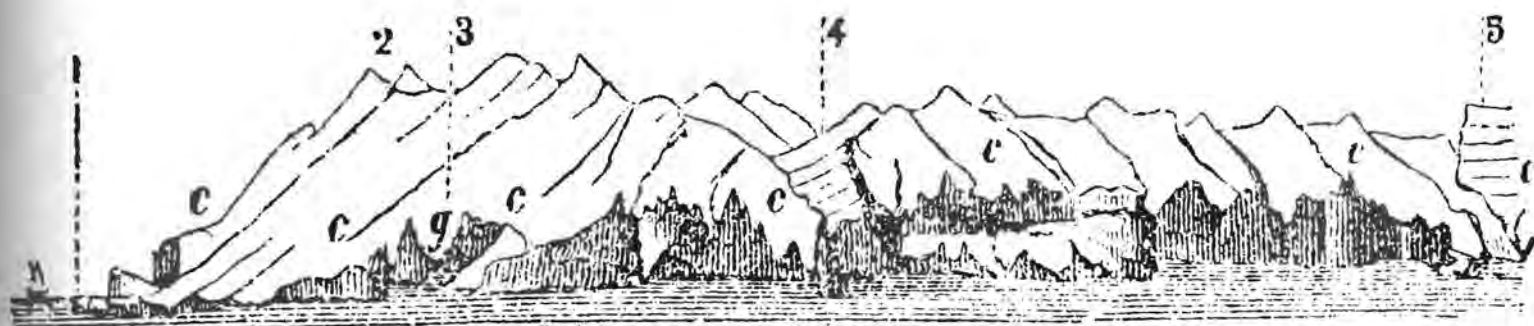
Dolomie saccaroidi bianchissime si trovano spesso associate allo stesso calcare: è molto difficile riconoscere il loro rapporto con la roccia principale, a causa dello stato di disordine e di alterazione dell'intera massa. La dolomia si comincia a trovarla nella montagna che domina il villaggio di Baunei; e, tenendo conto di questa circostanza e dell'inclinazione degli strati verso N-E, si è costretti a pensare che la dolomia (come vedremo più chiaramente in seguito) si trova nella parte inferiore del terreno cretaceo della costa orientale sarda, ma il fatto positivo è che sopra la dolomia si vedono banchi calcarei: ciò si può osservare vicino a Baunei, dove il calcare poggia direttamente sugli schisti cristallini, senza l'intercapedine di dolomia.

È probabile che quest'ultima si trovi, nel Monte Santo, intercalata alle rocce calcaree e ancor più si sarà portati a riconoscere in questa massa (e in questo posto) che c'è un passaggio sensibile tra le due rocce: dopo tutto si trovano le stesse tracce di fossili sia nella dolomia sia nel calcare sul quale poggia sia, infine, in quello che la ricopre.

Non dobbiamo inoltre dimenticare che la dolomia di Monte Santo e quelle che segnaleremo sovente tra poco a Dorgali, a Oliena, a Galtellì, nel Monte Alvo, a Tavolara e a Figari, non hanno nulla in comune con quest'altra roccia che, nel capitolo precedente, abbiamo chiamato calcare magnesiaco e che forma la parte superiore del terreno giurassico dei Tacchi e dei Tòneri.

La struttura delle due rocce, infatti, è differente; la struttura del terreno formato dall'una o dall'altra non permette di confonderle neanche per un attimo e neanche da lontano; infine, la differenza dei fossili contenuti da ogni deposito e la marcata diversità che è impossibile negare e che esiste tra il terreno giurassico e quello cretaceo della Sardegna orientale sono altrettanti motivi per fare una netta distinzione tra la dolomia di questo capitolo ed il Calcare magnesiaco, di origine giurassica.

Golfo di Dorgali. Sotto il massiccio di Monte Santo, dopo aver doppiato il capo omonimo verso nord, dove inizia il Golfo di Dorgali, si vede sorgere vicino al mare un altro obelisco naturale, chiamato anch'esso *la Guglia*, come si può vedere nel disegno qui sotto, con il quale completiamo il profilo del Monte Santo, visto qui dalla parte del Golfo di Dorgali.

Fig. 33

1, capo di Monte Santo; 2, punto culminante con il segnale trigonometrico, chiamato *Genna in Ircu*; 3, cala detta *Porru 'e Campu*; 4, guglia settentrionale; 5, piccola ansa, chiamata *Biriola*; *g*, granito; *c*, calcare con Nerinèe e Ippuriti.

Oltre all'estremità del capo di Monte Santo, fino ad *Orosei*, la costa forma un cerchio verso l'interno, chiamato *Golfo di Dorgali*. Il bordo è composto da un massiccio calcareo quasi sempre a picco, le cui falesie sono alte centinaia di metri.

Prima di giungere alla guglia, indicata col n. 1 nella figura, si trova un'ansa, chiamata *Porru 'e Campu* (n. 3 della figura); è lì che ho costeggiato per studiare il rilievo del capo dal lato nord. Il granito si vede solo in un piccolo tratto (*g*) e regge il calcare direttamente su di sé, senza l'intermezzo della dolomia, che qui manca. Il calcare è eccezionalmente bianco, la sua struttura è oolitica con grani di estrema finezza (*E 13*). Non vi ho trovato fossili, ma, in compenso, ne ho trovato in abbondanza non lontano da lì, in un calcare analogo della *Cala di Luna*, di cui parleremo tra poco.

Dato che tutti questi rilievi del golfo di Dorgali possono essere visitati solamente giungendovi in barca e siccome il geologo, anche il più abituato alle escursioni più difficili e pericolose sui monti calcarei, sarà fermato ad ogni istante da precipizi insuperabili, faremo prendere al lettore la strada che conduce da Baunei a Dorgali e che passa per Urzulei e per la gola di *Silana*.

Da Baunei a Urzulei. Lasciato Baunei, si costeggia per molto tempo la massa calcarea che poggia indistintamente sullo schisto e sul granito e che forma una falesia molto pronunciata verso N-O. Le rocce sono spesso nascoste da frammenti e detriti spigolosi di roccia calcarea, leggerement agglutinati e disposti in strati di eccezionale parallelismo, che hanno una inclinazione di circa 25°. Ma, tra il calcare cretaceo ed il terreno granitico o schistoso (a seconda della località), De Vecchi, che visitò la zona dopo di me, vide un banco di dolomia biancastra priva di fossili. Così, unendo questa osservazione con quella fatta a Monte Santo, il mio compagno di viaggio potè pensare che in questo massiccio di calcare cretaceo si possono trovare due strati di dolomia, anziché uno solo.

Il fatto più singolare è che, andando da Baunei a *Urzulei* e passando vicino a delle recinzioni vicine alla *chiesetta di Santa Lucia*, l'intelligente ed infaticabile geologo osservò, non senza stupore, come egli stesso afferma, che tra la dolomia cretacea e lo schisto appariva un banco di grès quarzoso e su questo un grès ferruginoso analogo a quello che si trova alla base di tutto il suolo giurassico del Sarcidano, dei Tacchi e dei Tòneri, ampiamente descritti nel capitolo precedente.

De Vecchi non intende giudicare questo fenomeno, osservato solo in un punto, dove il suolo non è coperto da detriti calcarei: ne prendo atto per farne buon uso in seguito. Penso che il terreno dolomitico visto da lui e che è accompagnato da grès quarzosi e ferruginosi analoghi a quelli del Sarcidano sia una propaggine della formazione giurassica magnesiaca di cui abbiamo segnalato l'esistenza al Monte Novo ed al Monte Fumau.

Urzulei. A mezz'ora di distanza da *Santa Lucia di Baunei* si perde di vista il calcare e si trova solo schisto e granito. Ma uscendo da Urzulei ci si trova di fronte ad una nuova massa calcarea, che forma un rilievo a nord del paese, chiamato *Punta de su Piscopu* ('cima del vescovo'): si chiama così perché da questo punto un vescovo (forse lo stesso San Giorgio, vescovo di Suelli, che – come ho raccontato qualche pagina fa – aveva frantumato il calcare di Osini) benedisse tutta la popolazione che vedeva ai suoi piedi, quasi a volo d'uccello. Il calcare di questa montagna poggia su schisti cristallini, con sotto uno strato di dolomia: si estende poi verso ovest, dove forma la zona di Fennau e arriva fino al Monte Novo, che è giurassico. A nord il calcare cretaceo forma una specie di ripida falesia, in direzione N-S, che si prolunga fino al di sopra di Oliena, dove ora condurremo il lettore.

Il percorso molto sassoso tra Dorgali e Urzulei passa in un vallone granitico fiancheggiato da una parte dalla massa calcarea appena segnalata a nord del Monte Novo, nel senso del meridiano, dall'altra dalla striscia anch'essa calcarea, che arriva fino al mare, che va dal Monte Santo a Dorgali. La valle, dal fondo granitico, si dirige a sua volta da nord a sud.

Semplicemente ispezionando i due massicci calcarei laterali, che formano questo curioso crepaccio, si può osservare chiaramente l'effetto di uno stesso sistema di sollevamento.

Si vede chiaramente che il granito è stato spinto dal basso verso l'alto quando era già coperto dallo strato calcareo, i cui banchi si ruppero e si inclinarono verso i due lati opposti. Esaminando il calcare con maggiore attenzione è facile riconoscervi indizi di stratificazione alterata, contorta in archi, bacini e volute; ma l'inclinazione è generalmente da un lato verso est e verso ovest dall'altro. Così le caratteristiche mostrate da questi terreni visti nel loro insieme saranno quelle espresse da una sezione perpendicolare all'asse della vallata, come dimostra la sezione qui sotto, eseguita da De Vecchi.

Fig. 31

g, granito; *d*, dolomia; *c*, calcare cretaceo.

Genna Sìlana. La strada di Dorgali passa quasi costantemente ai piedi della falesia *A*, che è la continuazione della montagna che domina Urzulei e che prosegue verso Fennau; questa falesia forma, ad essere precisi, quella che si chiama la *Costiera di Gennaruxi* e di *Sìlana*, ma queste località sono separate trasversalmente da un passo molto elevato, chiamato *Genna Sìlana* ('porta di Sìlana'), dove il granito scompare sotto una massa di schisti modificati. Qui si trovano dei banchi di calcare subcristallino, analogo a quello di Domusnovas, che passa al cipollino (*A 11*).

Gorroppu. Dopo essere scesi da Urzulei attraverso il passo citato verso la chiesetta rurale di *Sant'Anna*, si vede la massa del calcare cretaceo, di cui si è quasi sempre seguita la base, interrompersi di colpo nel punto in cui un torrente passa attraverso una fenditura verticale molto stretta, ma altrettanto profonda, perpendicolare rispetto all'asse del rilievo. L'apertura si chiama *Gorroppu*, e la segnaliamo alla matita degli appassionati di vedute selvagge e pittoresche. A Sant'Anna si ritrova il suolo granitico che si segue fino alle vicinanze di Dorgali, dove è coperto, nel Monte di *Sant'Elme*, da una colata basaltica, unita a quelle di questa zona, di cui parleremo nel capitolo XIV.

Da Dorgali faremo prima di tutto un'escursione dalla parte del mare, verso il Capo di Monte Santo, dirigendoci verso *Cala di Luna*. Appena usciti dal paese, costruito sul confine tra granito e basalto, non si tarda a trovare il calcare cretaceo, nel quale è stato scavato il passo di *Scala Hòmines* e che poggia direttamente sul granito. Alla base occidentale di Scala Homines le due rocce sono attraversate da un filone basaltico molto consistente, di cui avremo occasione di parlare. Il fatto singolare è che la sovrapposizione del calcare bianco compatto al granito qui avviene senza dolomia, anche se il calcare stesso è lievemente dolomizzato da un altro filone basaltico, che attraversa le due rocce proprio lì vicino.

Superato il passo di Scala Homines, si perviene al versante orientale della montagna e si può salire direttamente al *Monte Tului*: la cima di questa montagna conica è molto difficile da raggiungere soprattutto a causa dei frammenti di roccia calcarea che la ricoprono per intero nella parte superiore: i frammenti sono molto instabili così da provocare continue frane ad ogni passo che si fa. Nella roccia solida della cima ho raccolto del calcare bianchissimo e finemente oolitico, del tutto simile a quello del campione *E 13*, raccolto sotto il Monte Santo. Troveremo ancora del calcare simile (*E 21*) sul *Monte di Galtellì*.

Cala di Luna. Oltrepassata Scala Homines, se invece di salire sul Monte Tului si segue il sentiero diretto a Cala di Luna, vi si arriva dopo un tragitto molto faticoso di più di tre ore, che si può percorrere solamente a piedi per gli ostacoli rappresentati, lungo la costa, da profondi crepacci difficili da attraversare e che a volte fanno compiere della strada in più per evitarli. In fondo ad alcuni di questi crepacci si vede il granito, sotto la roccia calcarea e senza la presenza della dolomia. Il calcare è compatto e quasi bianco (*E 14*).

Durante questo tragitto raccolsi un certo numero di fossili; eccovi i principali (alcuni li si vede nella *Tavola F*):

Nerinea lunensis Mgh., fig. 6; *N. gymnochelia* Mgh., fig. 7; *N. apenninica* Mgh., fig. 2; *N. dyagira* Mgh., fig. 3; *Acteonella conica* d'Orb., fig. 8; *A. tornata* Mgh., fig. 9; *Fastigiella Turris* Mgh., fig. 13; *Requienia Toucasiana* ? d'Orb. (pagg. 84-85).

A Cala di Luna, in riva al mare osservai un curioso fenomeno, che consiste in una grotta naturale aperta nella roccia calcarea e terminante in alto con un soffitto orizzontale di roccia basaltica, colato da una parte e sospeso nello spazio della grotta stessa. Vi ritornerò nel capitolo XV.

Monte Àrdia. Il calcare di Scala Homines è collegato con quello di *Monte Àrdia*, che domina da est il villaggio di Dorgali e sul quale si trova una croce, come si può vedere nella *figura 4* della *Tavola VI*. Lo stesso Monte Àrdia è unito, a sua volta, verso nord, al *Monte Erveri*, visibile nella stessa figura. Quest'ultima montagna, bagnata ad est dal mare, è attraversata nella base meridionale da una colata basaltica, mentre superiormente si compone di calcare oolitico bianco che mostra in qualche punto una struttura compatta (*E 15*): la compattezza aumenta man mano che la roccia si avvicina agli strati inferiori, dove assume una colorazione grigiastra (*E 16*), mentre diventa poi di un grigio più scuro (*E 17*). Quest'ultima varietà del calcare di Dorgali, colpita dal martello, diventa molto puzzolente. Mi è sembrato di rilevare il passaggio di questo calcare grigio e puzzolente alla dolomia, ma la folta vegetazione che ricopre la maggior parte del monte non mi ha permesso di verificarlo.

Il Monte de Su Anzu. Alla base occidentale dell'Erveri si vede una specie di isolotto di roccia calcarea circondato da ogni parte da nappe basaltiche, sicché si ha il curioso effetto d'una montagna bianchissima che sorge tutta solitaria nel bel mezzo di una distesa di rocce nere. Del resto, la sua forma è uguale a quella di tutte le montagne vicine: ha molti nomi, il più diffuso dei quali è *Monte de Su Anzu* (cioè 'del bagno'), derivato da una sorgente termale che sgorga alla sua base orientale.

Il Rio Flumineddu. Profondi crepacci separano i monti calcarei di Dorgali da quelli di Oliena: così profondi da impedire il passaggio da un gruppo di montagne all'altro. Tra di loro si aprono il corso due torrenti, conosciuti nella zona come *Rio Flumineddu* e *Rio de Sa Oghe*. Le acque del primo scendono direttamente dalla fessura di *Gorroppu*, di cui abbiamo già parlato; quelle del Rio de Sa Oghe (cioè, 'della voce') nascono sul versante orientale della grande catena di Oliena, diretta — come s'è già detto — da nord a sud. I due torrenti scorrono sul suolo granitico che forma la base dell'intero sistema; ma lungo il Rio de Sa Oghe si vedono emergere, sul granito e il calcare, alcuni lembi di terreno schistoso.

Per andare da Dorgali a Oliena bisogna passare dalla strada della pianura, l'unica praticabile. Prima si scende da Dorgali lungo un ripido pendio di lava basaltica; ma quando si arriva al *Rio Manno* si volta a sinistra e si segue per lungo tratto la strada in senso contrario a quello in cui scorre il torrente e a monte di questo; a destra si ha una colata basaltica detta *Màrghine de Gullei*, di cui parlerò a suo luogo, mentre a sinistra, sull'altra riva del torrente, si vede levarsi una cresta calcarea, che parte dal monte più alto di Oliena e scende gradatamente verso il *Cologone*.

Il Cologone. Il Cologone, che è considerato una delle meraviglie della regione, non ha alcun interesse per lo scienziato: è nient'altro che un torrente che sgorga improvviso da una fenditura naturale della roccia calcarea, dopo avere attraversato il monte per canali sotterranei. Il punto in cui questa massa d'acqua sbocca alla luce è un luogo di scampagnate per gli abitanti dei paesi vicini, che vanno a mangiarvi le trote all'ombra dei bei lecci che crescono vicino alla sorgente. La roccia da cui sgorga il torrente è una dolomia bianca che posa sul granito e anche su un lembo schistoso e sorregge a sua volta una massa di calcare compatto, bianco, povera di fossili, dello stesso tipo di quella di Monte Santo.

Monte Cusidori. Se si vuole arrivare alla cima della grande montagna di Oliena passando vicino al *Monte Cusidori*, si incontrano le stesse identiche rocce che abbiamo già visto nel gruppo di Dorgali: cioè una base di granito o di schisti cristallini, poi la dolomia, che passa a sua volta al calcare compatto con Nerinèe e altri fossili cretacei. Più in alto, il calcare diventa un po' oolitico; nei banchi che si trovano a metà salita si vedono degli strati molto sottili di calcare marnoso: sono gli unici da cui sgorghi qualche vena d'acqua, molto rara su questo monte arido e bianco. Il terreno non è di grande interesse, ma la disposizione generale dei suoi strati, così sconvolti, merita ogni attenzione dal geologo.

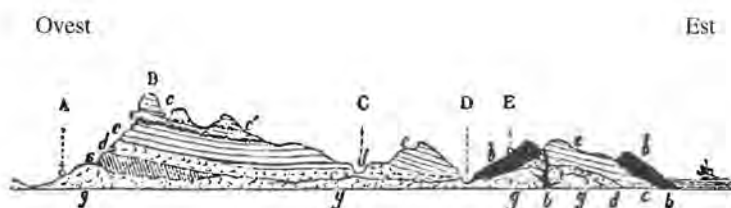
Vicino alla cima del Cusidori, che è molto più bassa di quella del monte di Oliena, si vedono dei banchi di silice bruna intercalati in quelli della roccia calcarea; sono un po' fossiliferi, ma la maggior parte dei fossili che vi sono inglobati aderisce talmente alla pietra che è difficilissimo raccoglierli in condizioni tali da poterli analizzare e definire: sono Crapotine, Nerinèe, dei bei Corallari (*Pleurocora*) e soprattutto l'*Hippurites organisans* Desml.

Non lontano dal Cusidori si trova una grotta dove ci si può procurare dell'acqua: è la tappa obbligata per chi vuole scalare da nord-est (prima che si levi il sole) la grande montagna di Oliena, sulla cui vetta s'arriva in due ore di salita faticosissima, partendo da questa grotta.

S'Atha 'e Bidda. La cima si chiama *S'Atha 'e Bidda* (cioè 'la vetta del villaggio'). Effettivamente essa domina il villaggio di Oliena, distesa ai piedi della parete occidentale di questa massa imponente. È su di essa che piazzai, a suo tempo, il mio segnale trigonometrico, a un'altitudine di 1338 metri, che corrispondono alla terza cima dell'isola. Da questo luogo notevole il geologo vede dispiegarsi ai suoi piedi tutto il grande massiccio sino ad abbracciarne anche i più piccoli dettagli; soltanto allora egli può coordinare e sintetizzare i dati che ha potuto raccogliere in tutte le sue precedenti escursioni in questa regione.

Ecco qui sotto la sezione generale di questi monti, presa in direzione ovest-est.

Fig. 35

Ovest Est

A, villaggio di Oliena; B, Cima de *S'Atha 'e Bidda*; C, *Cologone*; D, *Rio de sa Oghe*; E, villaggio di Dorgali, *g*, granito; *s*, schisto cristallino; *d*, dolomia; *c*, calcare cretaceo; *c'*, calcare con silice; *b*, basalto in colate e filoni.

Per convincersi dell'importanza che questa località riveste per il geologo basta pensare che quando si è su questa cima ci si trova proprio nel punto di intersezione di due sistemi di sollevamento, di cui uno si dirige pressappoco in direzione E, N-E-O, S-O e l'altro è rigorosamente allineato nel senso N-S.

Gettando lo sguardo tutt'intorno, si vede svilupparsi verso sud una lunga massa calcarea che per la sua sola forma topografica, indipendentemente dalla sua composizione, annuncia la continuazione degli stessi terreni osservati sul versante del *Sìlana* e del *Gennaruxi*. Verso est-sud-est si vede una sequenza di creste ben allineate l'una all'altra, che uniscono il monte di Oliena a quello di Dorgali, passando per la cima del Cusidori.

Ma ancora più interessante è osservare, da questo stesso punto, l'andamento degli strati della massa calcarea. Questo andamento concorda con l'orografia di tutta questa regione; la cresta, che forma una lunga falesia volta ad occidente, è composta di banchi calcarei chiaramente diretti nel senso nord-sud e inclinati da est ad ovest; dall'altra parte si notano con assoluta chiarezza gli indizi d'una stratificazione diretta pressappoco da nord ad est e inclinata da nord a ovest. Sulla cima dove posi il mio segnale — che è, come ho detto, il punto in cui le due linee di sollevamento si incontrano — ogni indizio di stratificazione è scomparso, mentre su un'altra vetta vicina, un po' più a sud, detta *Punta Corrasi*, si vedono i banchi chiaramente disegnati e disposti come dei grandi archi, più volte ondulati e sinuosi.

La cima di *S'Atha 'e Bidda* è formata da un calcare compatto *E 48*, analogo a quello del *Monte Santo*, anche se è un po' giallastro: ingloba resti degli stessi fossili che abbiamo indicato fin qui.

La discesa verticale da questa cima ad Oliena è di 1115 metri, mentre quella orizzontale non supera i 1900. È perciò che, se si vuole affrontare questa discesa, sul versante occidentale, bisogna prepararsi a farla in condizioni molto difficili; ma in questo caso si ha l'occasione di passare in rassegna, uno dopo l'altro, tutti gli strati che compongono la montagna. Si comincia a scendere lungo una parete tagliata a picco di 3-400 metri, che bisogna aggirare in gran parte: una massa composta prima dello stesso calcare compatto, bianco-giallastro *E 48*, che abbiamo già incontrato proprio sulla vetta; è la parte più recente di questo deposito.

Sotto gli strati calcarei se ne vedono apparire altri, molto potenti, d'una dolomia che presenta differenti gradazioni di cristallizzazione e di colore; bianca con qualche sfumatura giallastra, ha una struttura simile a quella del marmo di Carrara, varietà a piccoli grani *E 48*; in altri punti la cristallizzazione si fa più pronunciata e di colore grigio o anche bruno. La dolomia posa immediatamente sugli schisti cristallini; infine, avvicinandosi ad Oliena, li si vede lasciare il posto al granito, su cui poggia il villaggio.

Il Monte di Galtellì. Il monte isolato che domina ad est il villaggio di *Galtellì* e ad ovest quello di *Orosei* è una ripetizione dei calcari che abbiamo visto fin qui. Mi riservo di mostrare la sezione di questa montagna quando si parlerà, nel capitolo successivo, del terreno nummulitico del versante orientale. Per ora mi limiterò a dire che vi si incontra la consueta successione granito-schisto-dolomia-calcare, ora compatto ora oolitico; ma gli schisti, che si vedono soltanto verso Galtellì, sono accompagnati da grovacche e hanno l'apparenza di schisti siluriani. La dolomia si sviluppa su grande scala anche da questo lato; ed è su questa stessa roccia che sorgono i resti d'un *castello medioevale* detto *di Galtellì*.

La cima del monte di Galtellì è tutta calcarea. Essa termina nella *Punta di Tuttavista*, alta circa 700 metri. Più in basso, verso Orosei, raccolsi delle conchiglie che sono caratteristiche di questo terreno, tra cui citerò una grossa Nerinea, *figura 5* della *Tavola E*, che il professor Meneghini ha voluto gentilmente dedicarmi e che si trova anche sull'isola di Tavolara; gli altri fossili sono: *Nautilus* sp.; *Solarium cirrhoides* d'Orb.; *Astarte Dupiniana* d'Orb.; *Requienia Toucasiana* d'Orb.; *Pleurocora* sp. nov. Il calcare della cima è compatto, bianco giallastro, con tracce di fossili *E 20*; alla base, è oolitico a grani piccoli *E 21*.

Il Monte Alvo. Questa roccia scompare presto, perché il monte di Galtellì è completamente isolato; ma ricompare a una certa distanza, tra il villaggio di *Lula* e quelli di *Siniscola* e *Posada*. In questo vasto spazio forma un alto monte, che si stende quasi in linea retta, detto *Monte Alvo* (*Mons Albus*, cioè 'monte bianco'). Per arrivarvi da Galtellì si attraversa prima una pianura detta *di Isalle*, il cui suolo è esclusivamente granitico. Lo si perde di vista solo quando si affronta la *salita di San Francesco*, dove si vede succedere al granito uno schisto cristallino attraversato da filoni di quarzo e vene di grafite. Si può anche dire che questa sostanza carboniosa si interpone ora qua ora là, in mezzo a strati e foglietti di schisto, che credo di poter considerare dei terreni siluriani metamorfosati. È su questa roccia che sorge la pittoresca chiesa solitaria di *San Francesco* e il misero villaggio vicino di *Lula*.

Ho appena detto che la montagna calcarea che domina il villaggio costituisce l'estremità meridionale — o, per dir meglio, sud-occidentale — del Monte Alvo; aggiungerò che la sua forma è molto allungata pressappoco in direzione E, N-E - O,S-O, e che sul versante opposto, cioè quello sud-orientale, il monte presenta una scarpata molto pronunciata; i banchi sono inclinati esattamente come quelli del monte di Oliena, in forte inclinazione verso Dorgali. Di qui deriva che, percorrendo il Monte Alvo nel senso della lunghezza, cioè nella direzione degli strati, ci si trova sempre sugli stessi strati, mentre percorrendolo nel senso della larghezza, partendo dai piedi della falesia che guarda verso nord-ovest, si passa in successione dagli strati più antichi a quelli più recenti; ma quando si arriva all'ultimo, questo continua, come lo spiovente uniforme d'un tetto, senza cambiare natura per tutta la larghezza e la lunghezza di questa superficie inclinata.

Dò qui sotto uno schizzo del Monte Alvo che ho preso dal mare, navigando fuori dagli isolotti detti *I Pedrami* (curiosamente, questi isolotti dei *Pedrami*, che distano dalla costa più d'un miglio, si trovano esattamente sul prolungamento dell'asse di sollevamento di tutto il sistema del Monte Alvo; penso perciò che la loro apparizione dati all'epoca in cui questa catena è stata sollevata). Quando abbozzai questo disegno mi trovavo perfettamente allineato sul prolungamento dell'asse di tutta la catena del monte; perciò la *figura 36* rappresenta la sezione del Monte Alvo, presa perpendicolarmente alla sua direzione.

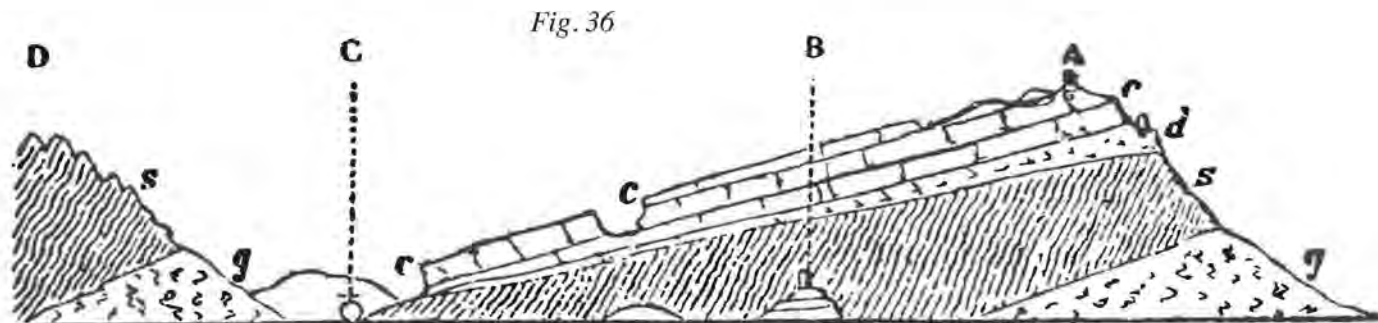



Fig. 36

A, segnale trigonometrico di *Punta Cupetti*; B, castello *della Fava*, a Posada, vicino al mare; C, villaggio di Siniscola; D, *Monte Remule*; *g*, granito; *s*, schisto; *d*, dolomia; *c*, calcare cretaceo.

Il Monte Alvo di Lula è composto di un calcare bianco-giallastro, simile a quello dei monti di Oliena e di Galtellì: anch'esso ha una base di dolomia, ma quello che è più notevole è che De Vecchi, che ha visitato dopo di me queste località, ha verificato quello che io avevo creduto di percepire percorrendo, molti anni fa, il piede nord-occidentale della grande falesia che si stende da Lula sin oltre Siniscola: e cioè che in certi punti si incontrano, tra gli schisti e i depositi cretacei, dei lembi d'un grès quarzoso e ferruginoso a grani grossi che sembra identico a quello che costituisce la base del terreno giurassico-magnesiaco di cui ho parlato nel capitolo precedente; ma ai piedi del Monte Alvo questi lembi sono fratturati e interrotti. Più spesso la dolomia cretacea, che fa da base al calcare della montagna, poggia direttamente sugli schisti cristallini, e qualche volta la si vede anche sovrapposta direttamente sulla roccia granitica.

Nelle diverse escursioni compiute sulla parte meridionale del monte ho trovato alcuni fossili, soprattutto Nerinee, e anche la *Thecosmilia lobata* M. Edw. J.H. e l'*Acteonella laevis* d'Orb., che troveremo anche nell'isola di Tavolara.

Punta Cupetti. Ora, se si sale sul Monte Alvo muovendo da Siniscola per raggiungere il suo punto più alto, uscendo dal villaggio si incontra subito una roccia insieme schistosa e cristallina, che ha un po' l'apparenza di uno gneiss; i suoi foglietti sono contorti e passa al calco-schisto e anche a una specie di ialomite. È su questo terreno che poggia, in stratificazione discordante, tutto il massiccio cretaceo della montagna. Da questo lato la dolomia sembra più rara che dalla parte di Lula, ma per converso il calcare compatto vi si è sviluppato per più vasto spazio, e soprattutto a più grande altezza.

La *Punta Cupetti* è a tre ore di distanza da Siniscola. Vi si arriva con una salita continua e faticosa. È su questa cima, cui il capitano W. Smyth assegna un'altitudine di 706 metri (io non potei misurarla perché, come mi capitò sul Monte Santo di Baunei, si era rotto il barometro), che piazzai il mio segnale trigonometrico; è fatta di un calcare compatto, bianco-giallastro, uguale a quello del versante di Lula, e contiene gli stessi fossili.

Monte di Posada. Nel prolungamento orientale del Monte Alvo di Siniscola si vede, non lontano dalla costa, un piccolo monte isolato sul quale si leva ancora una torre che faceva parte dell'antico *Castello della Fava*, conosciuto nella storia medioevale della Sardegna. Il villaggio ai suoi piedi si chiama *Posada*, misero resto dell'antica fortezza.

Anche questo monticello conico è formato da una roccia calcarea sovrapposta a degli schisti cristallini che, avvicinandosi al mare, sono diventati granitiferi; ma il calcare, invece che bianco come quello del vicino Monte Alvo, ha preso un colore come di cenere bluastra, che in qualche punto passa anche al rossastro *E 22*. È di struttura compatta, ma lo caratterizzano molti piccoli corpi microscopici arrotondati che esso ingloba, e che sembrano appartenere a delle Foraminee, molto simili a una *Quinqueloculina* che ho segnalato nel calcare a radioliti di Olmedo. La roccia prende anche una tinta più chiara, ma vi si vedono gli stessi piccoli fossili *E 21*.

L'isola di Tavolara. Il calcare del Monte Alvo lo si ritrova nuovamente nell'*isola di Tavolara*, a 48 miglia marine da Posada, ma sullo stesso meridiano. La sua estremità occidentale è granitica, o, meglio, composta d'una pegmatite rossa a grani piccoli *a 15*: è quella che si chiama la *Punta di Terra*; il resto dell'isola è una massa di dolomia o di calcare, allungato come il Monte Alvo pressappoco in direzione da nord-est a sud-ovest. Anche da molto lontano si distinguono i due tipi di terreno che la compongono. D'altra parte, una roccia è coperta da una vegetazione molto folta, mentre l'altra è arida e quasi totalmente nuda. La parte calcarea, che è la più spessa, in alcuni punti, soprattutto verso sud-est, è tagliata a picco e strapiomba sul mare da un'altezza di diverse centinaia di metri. In altri punti il calcare non forma una massa agglomerata e confusa, sicché vi si possono distinguere i diversi strati, sovrapposti gli uni agli altri, così come sono indicati nelle due figure qui sotto.

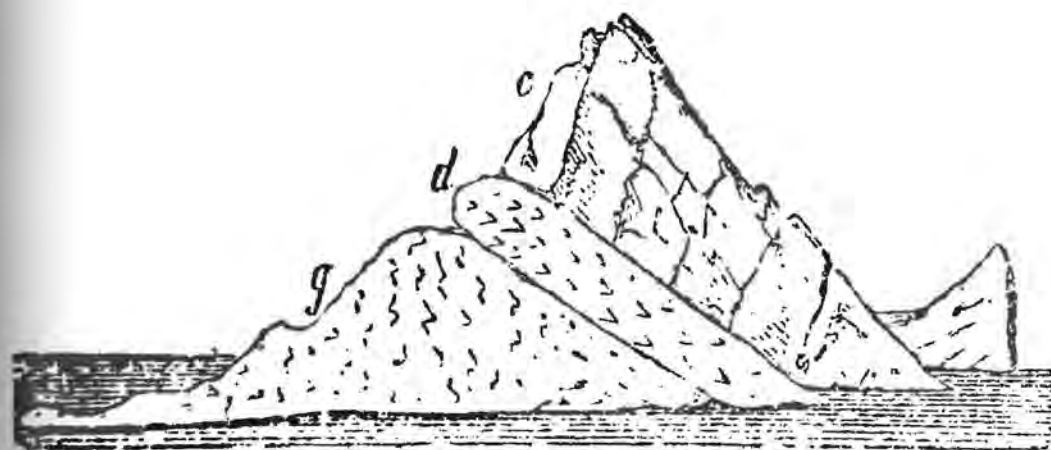
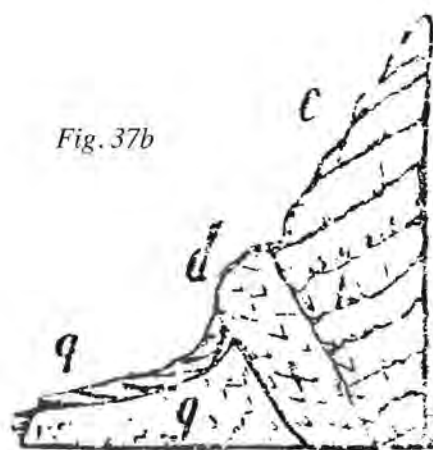
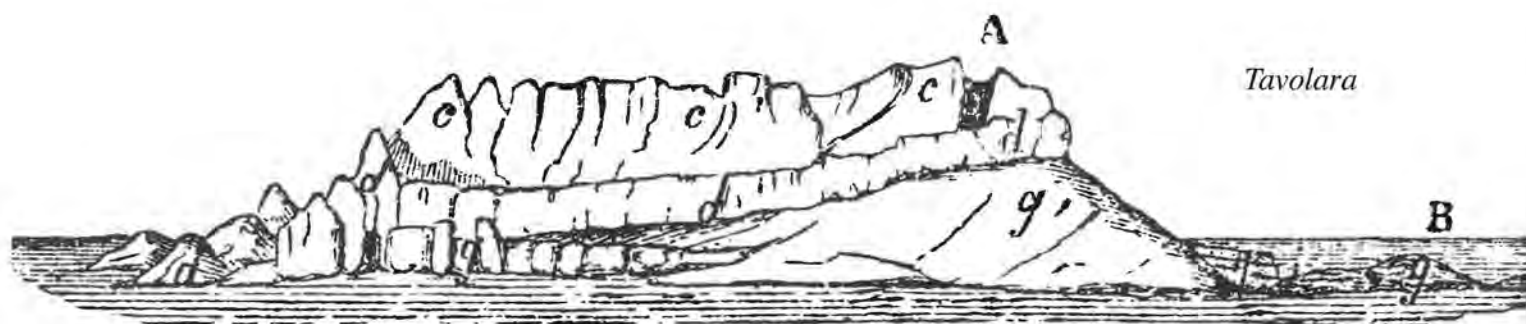
Fig. 37a

Veduta di Tavolara presa da S, S-O

Fig. 37b

Sezione dimostrativa NO-SE

g, granito (pegmatite); *d*, dolomia; *c*, calcare compatto; *q*, grès quaternario.

La superficie di congiunzione dei due terreni inferiori non è piana; al contrario, s'assomiglia ad una superficie cilindrica, che abbia la sua parte concava voltata verso l'alto; su di questa, poi, se n'è aggiunta un'altra, che vi si è depositata come se il cilindro superiore fosse elastico e ripiegato in una delle sue sezioni circolari.

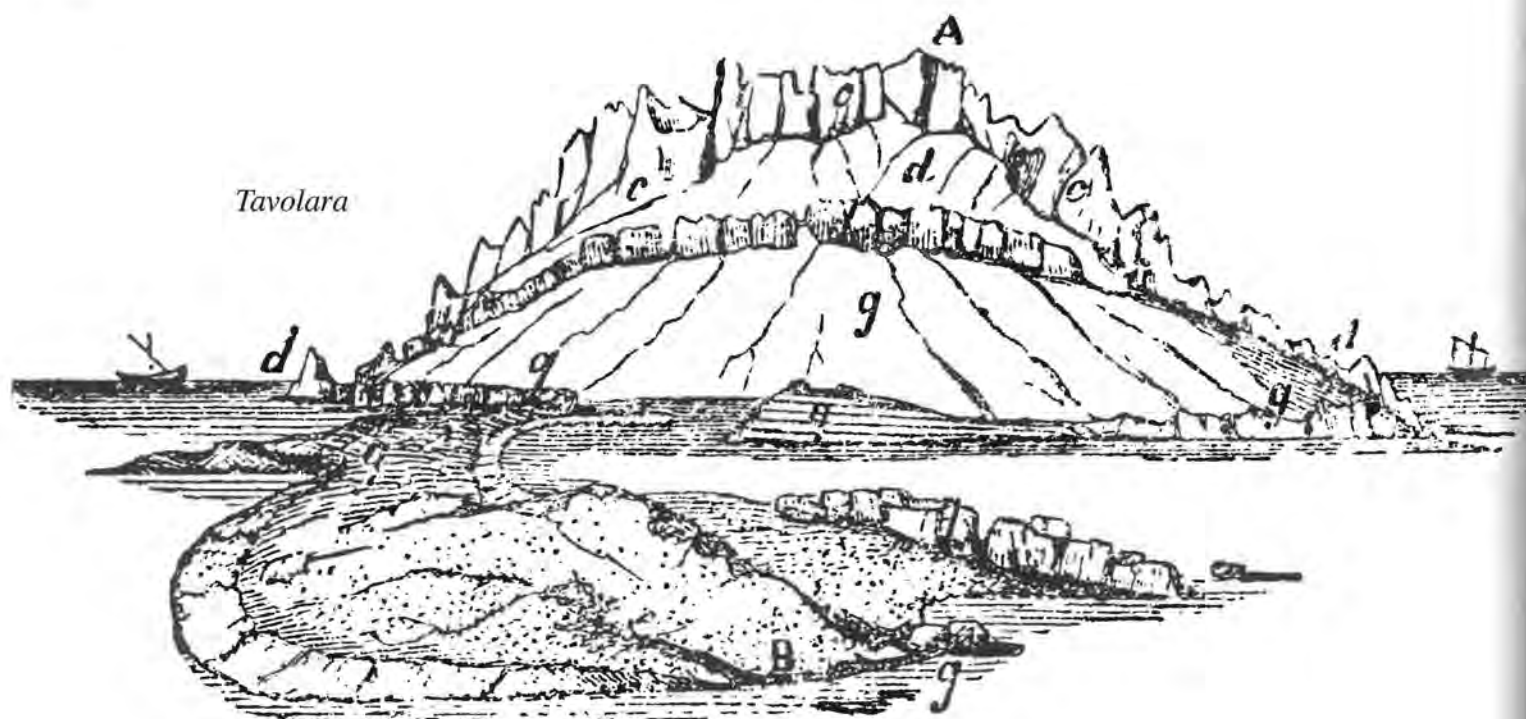
La direzione dell'asse di questo cilindro è pressappoco E 48° N, cioè — secondo ogni apparenza — quella dell'asse geografico dell'isola, che sembra essere la linea lungo la quale si è operato il sollevamento. Questa disposizione la si vede nitidamente quando si arriva per mare dal *Capo Fìgari* a Tavolara, come nel disegno qui sotto.

Fig. 38

A, *Bocca del Cannone*; B, *Punta di Terra*; *g*, granito (pegmatite); *d*, dolomia; *c*, calcare compatto; *q*, grès quaternario.

Le rocce stratificate formano un immenso arco intorno al nucleo cristallino; e quando si guarda l'isola dall'estremità della Punta di Terra si vede facilmente che i banchi calcarei, quando furono sollevati, non si lasciarono rompere e rigettare ai lati della massa granitica, come accadde nel vallone del Sìlana; a Tavolara, invece, questi banchi cedettero notevolmente per effetto di una specie di elasticità e si contorsero secondo le forme della massa granitica che veniva spinta dal basso verso l'alto al di sopra di loro e sulla quale salirono questi banchi.

Si potrebbe anche ipotizzare che le masse stratificate dell'isola, che ora hanno una fisionomia così diversa da quella che dovevano avere quando furono depositate nel mare, siano state ridotte, da una qualche azione, allo stato pastoso, in seguito al quale, invece di rompersi, presero questa forma arcuata che hanno oggi.

Aggiungo qui sotto una vista di Tavolara presa da me, con la camera chiara, dall'estremità della Punta di Terra, a ovest: vi si vede perfettamente la forma arcuata che vi hanno assunto le masse dolomitiche e calcaree.

Fig. 39

A, *Bocca del Cannone*; B, *Punta di Terra*; *g*, granito; *d*, dolomia; *c*, calcare a Nerinèe e Ippuriti; *g*, grès quaternario.

Alla pegmatite a piccoli grani *g* succede, procedendo dal basso verso l'alto, un grande piano dolomitico che si dispone, come ho detto, sulla base granitica abbassandosi da ogni lato verso il mare: di modo che le sue due estremità formano le estremità d'un arco gigantesco che si tuffano in mare, mentre la sommità dell'arco segue la curva dell'asse più elevato della massa granitica.

Questa dolomia è cristallina in diversi punti e un po' saccaroide *E 24*; in altri punti è quasi compatta e non si può distinguere dalla roccia calcarea propriamente detta se non per delle piccolissime lamelle romboidali che essa contiene e per una struttura un po' più granulare; ma man mano che si sale verso lo strato superiore l'alterazione tende a scomparire gradatamente e alla fine, quasi senza che ci se ne accorga, ci si ritrova sulla semplice roccia calcarea.

Il calcare costituisce la parte più elevata dell'isola e forma verso nord-est anche una grande roccia quasi isolata, detta *La Punta* o *Spalmatore di Fuori*. È questo calcare che, a sud-est, cade a picco in strapiombi spaventosi.

La cresta del monte verso nord-ovest è anch'essa tagliata da crepacci a pareti verticali, il che rende l'ascensione difficile anche da questa parte; ciononostante è l'unico punto dal quale si possa raggiungere la vetta. La principale di queste fenditure si chiama *Bocca del Cannone*, per una certa somiglianza che le si trova con la struttura di un cannone. De Vecchi vi arrivò nel 1847, quando io visitai l'isola per l'ultima volta (fu in quell'occasione che feci il disegno della *figura 39*). A parte i pastori, non conosco quasi nessuno che si sia arrampicato su questa cima perigliosa, sulla quale neppure io potei piazzare il mio segnale trigonometrico, che collocai invece in un punto più accessibile dell'isola.

L'altezza massima di Tavolara, secondo l'ammiraglio Smyth, sarebbe di 457 metri e 19 cm, mentre secondo un altro inglese, il capitano Roberts, che abita alla Maddalena, arriverebbe a 576 metri e 68 cm. Quanto a me, avendo dovuto sbarazzare il sentiero quando ero arrivato a tre quarti della salita, non potei eseguire la misurazione barometrica che mi ero proposto di fare sul suo punto culminante né completare le mie operazioni geodetiche.

La separazione tra il calcare e la dolomia di Tavolara non è brusca e netta come ci si aspetterebbe da dei depositi di età differenti, nati in circostanze diverse; al contrario, ci si accorge subito che il periodo in cui i due tipi di rocce furono depositati fu lo stesso: o, almeno, che un deposito è la continuazione dell'altro. «Se si esaminano attentamente le rocce della cimosa culminante di Tavolara — scrive De Vecchi, al quale ho sottoposto questo problema —, si vede che essa non è tutta calcarea, ma in parte anche dolomitica, e che la dolomia costituisce come degli addensamenti o delle specie di vene nella roccia calcarea. Questo fatto e la gradualità del passaggio da un tipo di roccia all'altro, così come la presenza della pegmatite al di sotto delle due rocce sedimentarie, provano che questa dolomia è semplicemente un calcare alterato». Un'altra osservazione, che ho fatto con il mio compagno di viaggio, e cioè che la dolomia di Tavolara presenta indizi degli stessi fossili che si trovano nel calcare, è una ulteriore conferma della mia ipotesi.

«Del resto — aggiunge De Vecchi — la roccia calcarea sovrapposta alla dolomia di Tavolara e che si lega con essa presenta un aspetto eccessivamente alterato e dilocato; la stratificazione non è del tutto scomparsa, soprattutto dalla parte dell'isola che guarda verso *Molara*».

I caratteri mineralogici di questo calcare sono: 1) un colore bianco tendente al giallo; 2) una frattura di tipo quasi terroso; 3) una struttura compatta *E 25, 25 bis*: questa struttura, considerata in grande, è massiccia; si presenta normalmente in masse continue, interrotte soltanto da fenditure irregolari.

Da notare che la superficie attuale di questo calcare è aspra e scabrosa; in alcuni punti la si direbbe scarificata, tanto da ricordarmi il calcare della cima del Monte Santo di Baunei.

È questo che rende la superficie difficile e persino pericolosa da praticare. I solchi che vi si vedono sono in alcuni punti così paralleli da imitare perfettamente certi solchi dei ghiacciai. Sebbene sia ben lontano da attribuire ai solchi di Tavolara una stessa origine di quelli, penso tuttavia che si tratti di un effetto degli agenti atmosferici sulla roccia calcarea, la cui superficie, osservata a distanza ravvicinata, somiglia molto a quelle delle regioni montane, con le loro creste, i loro scoscendimenti e i loro contrafforti.

Quello che il calcare di Tavolara offre di più importante allo scienziato sono i resti organici che conserva in una certa abbondanza. Si potrebbe anche dire che il versante dell'isola che guarda verso Molara, a sud, ne è tutto costituito; ma è proprio per questo loro forte legame con la roccia che li contiene che sono difficili da estrarre, tanto che se ne può raccogliere appena qualcuno che sia poi agevole definire e classificare. A dispetto di questa difficoltà, comunque, io e De Vecchi riuscimmo a procurarcene una quantità sufficiente e in passabili condizioni di conservazione, quanto basta per riconoscerne l'età geologica, che riferiamo allo stadio ippuritico dell'epoca dei terreni cretacei.

Ecco l'elenco dei fossili di Tavolara secondo Meneghini (si si veda alla *Tavola F*):

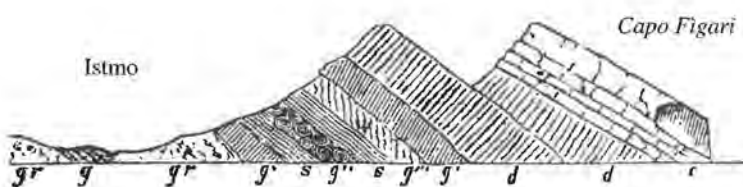
Nerinea Lamarmorae Mgh., fig. 5; *N. apenninica* Mgh., fig. 2; *N. diagura* Mgh.; fig. 3; *N. gigantea* H. Firm., fig. 4; *N. lunensis* Mgh., fig. 6; *Fastigiella Turris* Mgh., fig. 13; *Fasus turritellatus* d'Orb.; *Caprina adversa* d'Orb.; *Radiolites* sp. (lo stesso che ho trovato al Capo della Caccia di Alghero); *Thecosmilia lobata* M. Edw. J.H.; *Pachygyra labyrinthica* M. Edw. J.H.; *Actinocoenia radiata* Mgh., fig. 14 (pagg. 84-85).

È facile vedere come il calcare di Tavolara contenga gli stessi fossili dei terreni della costa orientale appena descritti, a nord di Monte Santo.

Capo Fìgari. L'ultimo deposito di questo stesso genere di cui ci resta da parlare è quello di cui è formato il *Capo Fìgari*, a nord-nord-ovest di Tavolara. Il viaggiatore che vi arrivasse dall'isola e che avesse già esplorato i calcari di tutta questa costa orientale della Sardegna riconoscerebbe anche da lontano, nel Capo Fìgari, gli stessi terreni che ha appena lasciato. Perciò la descrizione di questo promontorio sarà breve.

Per studiare questa montagna basta partire dallo stretto istmo che la separa dal resto del territorio e dirigersi direttamente al mio segnale trigonometrico o comunque al punto in cui lo avevo piazzato e che corrispondeva al punto culminante del promontorio (non ho potuto misurare l'altitudine esatta del segnale a causa della rottura del barometro: la stessa che, in quel viaggio, mi impedì di misurare il Monte Santo e il Monte Alvo; assegnerei al punto culminante di Capo Fìgari un'altitudine approssimativa di 450 metri; è proprio qui che nel 1792 il colonnello Tranchot, del Corpo degli ingegneri-geografi francese, autore della prima triangolazione della Corsica, che estese alla costa della Sardegna settentrionale, piazzò il suo segnale, di cui ho anche visto i resti, che la gente del posto chiamava il *Turrione de lu Francese*).

Nella figura qui sotto, la sezione passa lungo questa linea ideale che va dall'istmo al segnale.

Fig. 40

gr, granito; *g*, gneiss; *g'*, gneiss quarzoso; *s*, schisto; *g''*, gneiss a noduli quarzosi; *g'''*, altro gneiss quarzoso; *d*, dolomia; *c*, calcare cretaceo.

Qui sotto, invece, una veduta dello stesso capo, presa dal mare sotto la costa di Tavolara.

Fig. 41

g, granito; *m*, schisti metamorfosati; *d*, dolomia; *c*, calcare cretaceo.

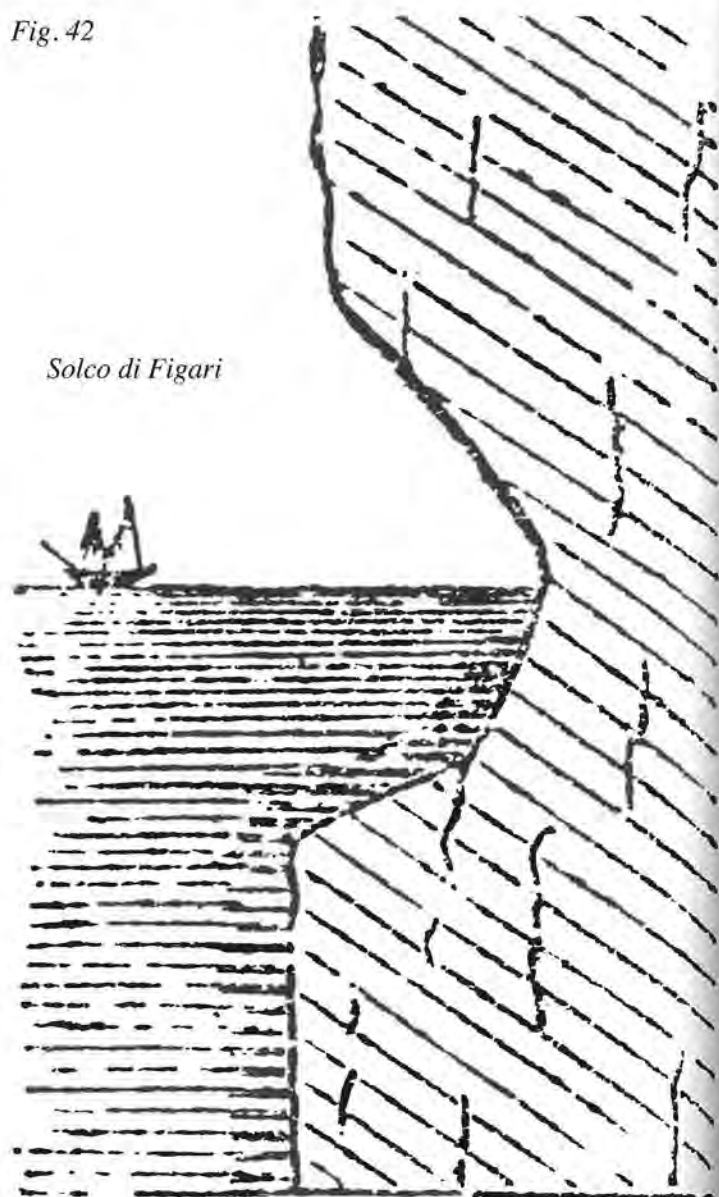
L'istmo è formato in gran parte da una roccia granitica, molto micacea, che si potrebbe considerare come una specie di pegmatite piuttosto che come un vero granito *A 5*; è accompagnata da vene d'anfibolite. Quando si lascia questa roccia, ai piedi della salita, si vede subito apparire, sulla pegmatite, una specie di gneiss molto quarzoso *A 6*, a foglietti paralleli bianchi e grigiastri. Questa roccia, indicata con *g'* nella sezione di *figura 40*, a mio avviso potrebbe essere convenientemente utilizzata nella pavimentazione dei vestiboli. A questa specie di gneiss succede, dal basso verso l'alto, uno schisto molto micaceo (*s*), coperto a sua volta da un'altra specie di gneiss a noduli quarzosi (*g"*); questa passa subito a un altro schisto *s* identico al primo, coperto poi da un altro strato di gneiss (*g"'*). Tutti questi strati sono esposti alla decomposizione più delle rocce che li sovrastano, il che produce in questo punto un pendio molto più dolce che nel resto della montagna calcarea.

Al di sopra del terreno di cui stiamo parlando si incontra una considerevole massa dolomitica, nella quale si riconoscono indizi di stratificazione, però non sempre evidente; la linea di separazione fra questa dolomia e le rocce cristalline che la sostengono è molto marcata, e si svolge lungo un piano diretto pressappoco N 30° O, con una inclinazione di 30° verso N 30° E.

Infine, al di sopra della dolomia, si vede apparire un sistema calcareo *c* del tutto simile a quello di Tavolara, cui rassomiglia anche per l'assenza pressoché totale di una stratificazione distinguibile; tuttavia si vede che qui essa è stata formata da una successione di banchi che presentano gli stessi confusi indizi di stratificazione che abbiamo visto nella dolomia. Questi banchi concordano anche, in direzione e inclinazione, con gli strati di gneiss e di schisti, che formano la base di tutto questo deposito. Il calcare non contiene fossili, le cui tracce sono scomparse per la grande alterazione subìta da questa roccia.

Figarotto. Sotto Capo Fìgari si vede levarsi dal mare un isolotto, *Figarotto* o *Figarollo*, che è una copia, in piccolo, del promontorio o, per meglio dire, della penisola. Alla sua base occidentale si trova la stessa successione di terreni cristallini stratificati che abbiamo segnalato alla base di Capo Fìgari. Ma siccome, per la sua posizione allineata al meridiano, l'isolotto si trova sulla stessa linea della dolomia del capo, è la dolomia, appunto, che forma il suo mantello esterno e che si tuffa in mare verso sud-est; sicché la massa calcarea che a Fìgari succede alla dolomia a Figarotto è del tutto assente.

Prima di lasciare questa zona va segnalato un fatto che può spiegare l'azione del mare sulla roccia calcarea. Quando si va per mare dalla piccola baia della *Cala Moresca* verso l'estremità orientale di Capo Fìgari, passando tra questo promontorio e Figarotto si vede, al livello attuale del mare, formarsi nella roccia calcarea, tagliata a picco al di sopra dell'acqua, un solco parallelo alla superficie marina, come mostra questa sezione.

Fig. 42

Non è negli scopi di questo libro tentare di spiegare un fenomeno che avviene giornalmente sotto i nostri occhi e che è dovuto ad una causa puramente meccanica; ma non è possibile non far notare che questo solco è più largo e più profondo alla base del promontorio di Figari, dalla parte di Figarotto, che nella sua parte settentrionale, dove è poco pronunciato sebbene la roccia calcarea, che cade ugualmente a picco sul mare, sia molto più esposta all'impatto delle grandi onde. Ho anche osservato che solchi simili non si trovano (oppure sono molto meno profondi ed evidenti) in altre località, dove pure la stessa roccia calcarea è tagliata come un muro verticale fino al mare, per esempio a sud-est di Tavolara e nel Golfo di Dorgali, sino al di là del Capo di Monte Santo.

Notando questa differenza fra gli effetti esercitati da uno stesso mare su rocce praticamente identiche per composizione e collocate in condizioni uguali, ho pensato che l'erosione della base meridionale di Capo Figari, così considerevole, possa essere attribuita all'influenza esercitata sulle onde e sulle correnti dalla vicinanza di Figarotto, che si trova a circa 300 metri. Il mare si trova, in questo punto, profondamente incassato, sicché le onde e le correnti, che passano e ripassano incessantemente in questo canale così stretto, acquisterebbero una forza d'erosione continua e attiva che si potrebbe paragonare al movimento uniforme di una sega piazzata orizzontalmente; questo stesso movimento non ha luogo nel punto in cui le onde arrivano dal largo, infrangendosi senza altre pressioni sulla fronte del muro calcareo.

Cito questi fatti per attirare l'attenzione dei geologhi e dei viaggiatori su fenomeni analoghi che si potranno osservare in molti altri punti del litorale mediterraneo, in modo da tener conto, più di quanto oggi non si faccia, delle circostanze locali e idrografiche in cui si formano questi solchi.

Nella *Tavola III, figura XXXI* e *XXXII*, mostro due esempi di solchi di questo tipo, che ho osservato alla base orientale del promontorio di Gibilterra, formato, come si sa, da un grande massiccio di calcare giurassico: però uno di questi solchi non si trova più al livello del mare, ma quasi 10 metri più in basso.

Non mi occuperò qui della causa che ha prodotto questa differenza di livello, ma constato che questi solchi si trovano più in questa località che in altri punti della costa spagnola e africana, dove pure ci sono le stesse falesie tagliate a picco nella roccia calcarea e che pure non sono incise allo stesso modo di quella.

Penso che applicando agli antichi solchi di Gibilterra i dati che ho creduto di cogliere al Capo Figari ed esaminando con cura le altre località in cui si vedono questi solchi, che si trovano ora al di sopra dell'attuale livello del mare, come in Morea, un giorno si potrà arrivare a concludere che i solchi di Gibilterra devono essere attribuiti ad una più forte pressione in senso orizzontale esercitata dalle acque dello stretto sulle sue pareti, a causa della maggiore difficoltà che queste acque avrebbero avuto a comunicare dal Mediterraneo con l'Oceano Atlantico, e viceversa.

Questo fatto potrebbe dimostrare che, quando questi solchi si trovavano 10 metri più in alto di oggi, a livello del mare, l'apertura dello stretto poteva essere minore di quella attuale.

Conclusioni. Da quanto ho esposto in questo capitolo sembra risultare: 1) che l'esistenza del terreno neocomiano propriamente detto in Sardegna non è provata, ma che vi si incontrano dei depositi che si possono classificare senza esitazione nel terreno cretaceo inferiore preso nel suo insieme, mentre è molto meglio verificata la presenza del terreno a ippuriti; 2) che esiste una differenza molto netta tra i gruppi di terreni della parte orientale dell'isola e quelli della costa occidentale: quelli orientali passano quasi tutti, inferiormente, alla dolomia, quelli occidentali non hanno una vera dolomia e sono qualche volta accompagnati dal gesso; 3) i primi si trovano in un qualche rapporto, evidente o latente, con la roccia granitica; quelli della costa occidentale sembrano piuttosto in rapporto con la massa delle trachiti.

CAPITOLO SESTO

Lembi nummulitici e terreni eocenici a millioliti e ceriti

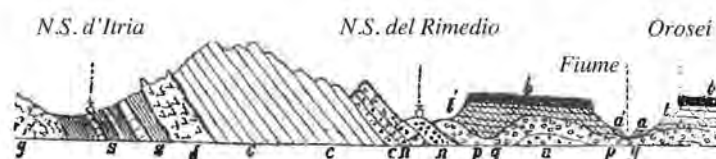
La forma della Sardegna. Abbiamo già osservato all'inizio del capitolo precedente che le rocce del terreno cretaceo in Sardegna si trovano solo ai lati dell'isola, cioè sulle coste orientali e occidentali, per cui abbiamo concluso che, quando il mare li aveva deposti, la Sardegna aveva già pressappoco la forma odierna. Per quanto riguarda i depositi con nummuliti e quelli con millioliti e ceriti, di cui ci occuperemo tra poco, si può fare la stessa osservazione dando uno sguardo alla *figura 5* della *Tavola IIa*.

Divideremo i terreni di questo capitolo in due gruppi: il nummulitico, che si trova verso la costa orientale, ed il calcare a ceriti e millioliti, che si trova verso la costa occidentale.

Gruppo nummulitico.

Orosei. Se avessi seguito il procedimento fin qui adottato nell'ordine delle località descritte, iniziando sempre dal punto più meridionale dell'isola, dove si trova il terreno oggetto della trattazione, e procedendo poi verso nord (ordine che ho seguito anche nella successione dei campioni di roccia della mia collezione), avrei dovuto iniziare dal deposito nummulitico costituente l'altopiano del *Monte Cardiga*, che è il più meridionale di tutti. Ma siccome la posizione geologica del complesso nummulitico di *Orosei* è molto più chiara; e siccome abbiamo riconosciuto che le rocce di questo tipo del Cardiga ci conducono passo passo al terreno eocenico a ceriti e millioliti dell'occidente dell'isola posto in immediata successione, in questo capitolo ho preferito seguire un ordine differente: partire cioè dal punto più settentrionale delle formazioni nummulitiche, per arrivare poi al più meridionale.

Orosei è un grosso paese posto sulla costa orientale, alle falde di un monticello terziario ricoperto da un mantello orizzontale di lava basaltica. Se ci si dirige da qui verso *Galtellì* (nella zona è stata ora aperta una nuova strada, che non esisteva quando visitai la zona nel 1847; ma penso che il suo tracciato non si allontani di molto da quello della vecchia strada che andava da Orosei a Galtellì) passando a fianco del monte cretaceo omonimo di cui si è già parlato, si trova subito l'antica strada che conduce alla chiesetta di *Nostra Signora del Rimedio*. Dopo dieci minuti di cammino si trova una puddinga con cemento calcareo, formata da ciottoli piuttosto grandi e arrotondati di granito grigio e di pegmatite rossa; la puddinga, a prima vista, si può scambiare per un deposito alluvionale, ma quando ci si avvicina alla chiesa l'aspetto cambia, come vedremo. Dopo un attento esame della puddinga, condotto insieme a De Vecchi, ci rendemmo conto che il banco che essa forma è ricurvo e chiaramente diretto verso il nord e che è ricoperto da terreno terziario subappenninico in stratificazione discordante. Ciò viene dimostrato dal disegno in sezione che segue e che ho inserito nel testo solo ora perché il terreno nummulitico svolge qui il ruolo più importante e maggiormente esplicativo di tutta la zona.

Fig. 43

g, granito; *ss*, schisti alternati a banchi di calcare cristallino (siluriano?); *d*, dolomia cretacea; *cc*, calcare cretaceo a Nerinee; *cn*, breccia calcarea nummulitica; *n*, calcare marnoso a nummuliti; *pg*, puddinga nummulitica con ciottoli di granito; *t*, terreno terziario subappenninico; *b* colata basaltica; *aa* terreni alluvionali della vallata.

La puddinga, contrassegnata nel disegno con *pg*, è senza alcun dubbio anteriore al terreno terziario subappenninico che, soprattutto a S-E dell'altopiano di Orosei e al di sopra delle case del paese, è completamente assente al di sotto della lava basaltica, in modo che quest'ultima poggia in questo punto sulla puddinga modificata, anche se tutt'intorno la sovrapposizione del terreno subappenninico alla puddinga granitica e quella della copertura basaltica sul terreno pliocenico sono abbastanza evidenti.

L'immediata sovrapposizione del basalto alla puddinga granitica, visibile solamente all'estremità orientale del monte, sta ad indicare che il raddrizzamento della puddinga stessa è avvenuto tra il periodo nel quale il mare aveva lasciato il deposito nummulitico con frammenti di roccia granitica formanti la parte superiore, e quello del deposito del terreno terziario subappenninico, la cui stratificazione non concorda con quella della puddinga granitica.

Per ben riconoscere i rapporti intercorrenti tra la puddinga stessa ed il terreno nummulitico propriamente detto occorre riprendere la strada dalla chiesetta del Rimedio; è necessario innanzitutto seguire la puddinga fino al punto di contatto con la roccia nummulitica che forma, dalla parte di Orosei, i primi contrafforti della notevole montagna di Galtellì. Man mano che si avanza in questa direzione, si vede il banco *pg* passare ad un'altra puddinga nella quale i ciottoli calcarei sono più numerosi di quelli di granito: si giunge poi al banco di grès nummulitico contenente ciottoli di pegmatite rossa (*F 1*).

Quest'ultimo si può vedere soprattutto quando dalla chiesa del Rimedio si va a quella di *Nostra Signora d'Agosto*, posta in una specie di pianoro che si trova subito dopo aver attraversato la valle del Rimedio. Qui la puddinga sostiene chiaramente il grès nummulitico che, più vicino alla montagna, passa alla breccia *cn* contenente frammenti di calcare compatto. I nummuliti mancano totalmente in questi frammenti avviluppati, ma vi sono delle Nerinee e altri fossili cretacei che stanno ad indicare la loro provenienza dalla montagna contro la quale la puddinga si trova addossata; i nummuliti, però, abbondano in quest'ultima, che è friabile in certi punti e più solida in altri (*F 2, 3*).

La presenza di frammenti di granito e di pegmatite da noi raccolti nella breccia nummulitica fra le due chiese è un fattore importante di cui tener conto perché non si trovano frammenti di roccia granitica associati al calcare cretaceo della grande montagna di Galtellì. Più ci si avvicina ad essa, più la breccia diviene esclusivamente calcarea (*F 4*) e finisce per somigliare in modo eccezionale sia alla breccia nummulitica di Gassino, vicino a Torino, sia ad una breccia leggermente rossastra, ma essa stessa nummulitica, di cui sono formati numerosi monumenti egiziani.

Avvicinandosi ulteriormente alla montagna, si segue ancora per un po' questo tipo di terreno, che però di lì a poco cessa per lasciare il posto alla roccia cretacea. Se si percorre attentamente la linea di congiunzione dei due terreni, si riconosce anche da lontano il loro confine netto e ben evidente; in breve, il deposito nummulitico forma alla base del monte cretaceo di Galtellì una cintura, come si può osservare anche nella *Tavola VI, figura 4*.

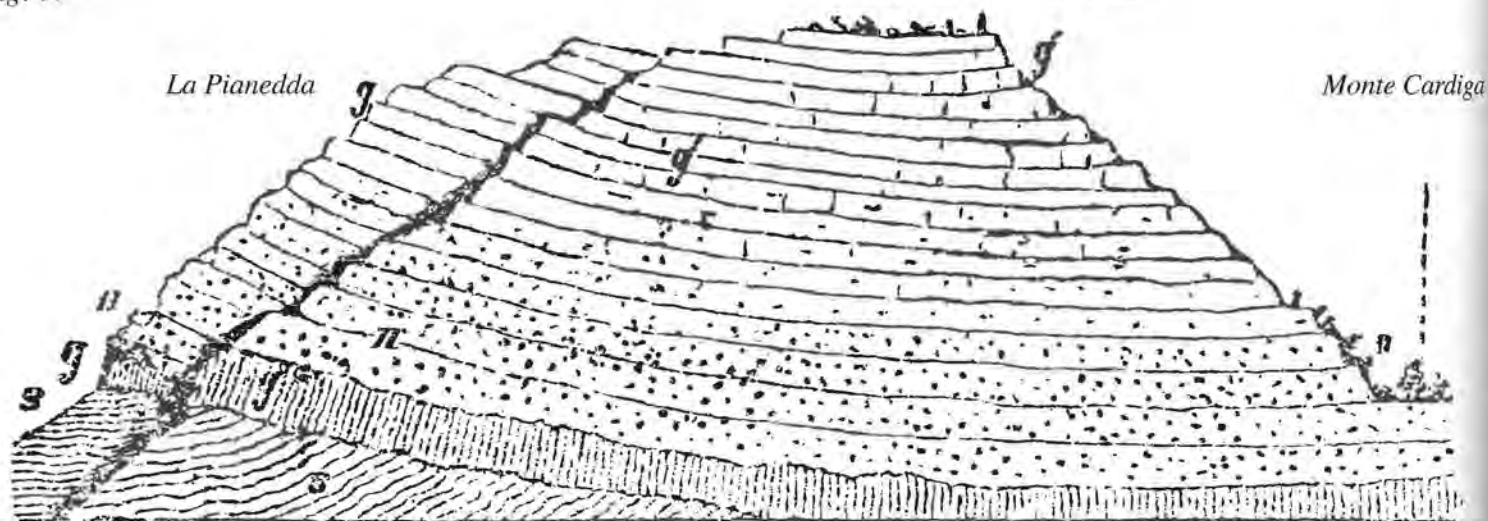
Questa linea di confine è così evidente, le differenze dei fossili dei due terreni è così marcata e, infine, i pezzi calcarei con le Nerinee comprese nella breccia nummulitica sono talmente caratteristici da mostrare chiaramente che la breccia si è formata a spese del terreno cretaceo e che i due depositi non sono affatto contemporanei come potrebbe far pensare quel parallelismo che appare tra loro a prima vista. D'altra parte, siccome tra il calcare a Ippuriti e a Nerinee ed il terreno nummulitico ci sarebbe una lacuna (che è rappresentata in continente dal terreno cretaceo superiore, che invece manca in Sardegna), si può concludere che il terreno a nummuliti di Orosei si è depositato in un'epoca posteriore allo spostamento del suolo che impedì in Sardegna la formazione della creta superiore. Ne trarremo comunque le conseguenze nel capitolo XVII.

Il terreno nummulitico ora si mostra solamente alla base settentrionale della grande montagna, sulla strada tra Orosei e Galtellì, sulla riva destra del fiume e fino ai piedi del vecchio castello. È qui, in questa pianura, che ci si può procurare dei campioni sufficientemente validi di fossili appartenenti al terreno in questione, tra i quali si trovano abbondanti nummuliti. I muri di recinzione sono nell'isola la più abbondante miniera di fossili: l'ho fatto notare a proposito dei fossili siluriani nelle chiusure di Fluminimaggiore e Gonnesa, i resti di fauna giurassica di Monte Àivaru e della Piscina del Soldato: altrettanto avviene per i fossili nummulitici del territorio di Orosei. Infatti, in uno di questi muri trovammo un gigantesco *Conoclypus*. Dappertutto, altrove, il deposito nummulitico scompare sotto il terreno alluvionale della vallata.

Ecco l'elenco dei fossili trovati nei dintorni di Orosei e di Galtellì:

Nummulites spira (planospira) de Toiss.; *N. biaritzensis* d'Arch.; *N. striata* d'Orb.; *N. Leymeriei* Haim.; *N. curvispira* Mgh.; *N. distans* Deh.; *N. granulosa* d'Arch.; *Pecten*, 2 specie indeterminate; *Conoclypus conoides* Agas.; *C. aequidilatatus* Agas.

Monte Cardiga. Quarantacinque miglia geografiche a sud di Orosei ed a circa sei miglia dalla costa verso l'interno, si trova un notevole altopiano da 18 a 20 miglia di circonferenza, a forma di ellisse in senso NO-SE, che nella zona viene chiamato *Monte Cardiga* ed è pressappoco orizzontale, con un'altezza di 534 metri. Al centro vi sorge un altro rilievo, chiamato *La Pianedda* ('piccola pianura') per la sua cima piatta e orizzontale. Ha l'aspetto di un tronco di cono e si eleva di 162 metri al di sopra dell'altopiano inferiore, per un'altezza totale di 696 metri. Sulla cima avevo messo, a suo tempo, un mio segnale trigonometrico, indicato anche nella grande carta della Sardegna. Ecco un'idea grafica della Pianedda vista dalla parte di *Villaputzu*.

Fig. 44

s, schisto siluriano; *g*, grès e puddinghe; *n*, grès e calcare a nummuliti; *g'*, grès quarzoso.

È facile capire che i terreni di cui ci stiamo occupando, anche se maggiormente diffusi, non offrono lo stesso interesse del piccolo lembo di Orosei, dato che il deposito nummulitico del Monte Cardiga ricopre direttamente lo schisto siluriano, senza l'intermediazione di terreni cretacei; d'altra parte non è neanche ricoperto, come a Orosei, né dalla formazione subappenninica, né dalla lava basaltica che lì fa da corona.

Potrebbe accadere un giorno che si possa segnalare la presenza di qualche piccola frangia di calcare magnesiaco giurassico sotto la marna e il grès nummulitico di questo altopiano, ma sarebbe inutile, secondo me, qualsiasi ricerca di quel terreno carbonifero che, a dire il vero, speravo fortemente di trovarvi. La sua presenza sotto il Monte Cardiga non avrebbe fatto altro che confermare una naturale continuazione dei bacini di Seulo, Seui e Foghesu, di cui abbiamo parlato in precedenza. Quanto all'esistenza di terreno cretaceo, non ho alcun motivo di segnalarla in questa zona della Sardegna. Ecco, quindi, nel Monte Cardiga una massa isolata del periodo nummulitico che non rappresenta nulla di nuovo per la scienza, così come i fossili non dicono niente, perché sono gli stessi raccolti a Orosei.

Il punto più adatto per studiare il grande altopiano di Monte Cardiga è quello che si raggiunge da est, seguendo la strada *della Contessa*, già citata nel capitolo II. Essa segue inizialmente una cresta schistosa, che è la continuazione e un contrafforte della grande massa siluriana; ma, quando si giunge ai piedi dell'altopiano, gli schisti appaiono ricoperti dai banchi nummulitici inferiori, composti da grès molto quarzoso, dall'aspetto di arcose e senza fossili: su di esso è adagiato un calcare giallastro, leggermente marnoso, dalla frattura quasi terrosa e contenente una gran quantità di piccoli bivalvi poco riconoscibili e qualche rara nummulite.

Il calcare ed il grès sottostante sono tagliati a picco, così che la strada della Contessa deve descrivere una curva per poter raggiungere il livello dell'altopiano, seguendo crepacci verticali e frane. Sotto il calcare giallo compaiono nuovamente strati di grès che contengono grossi frammenti di quarzo, di fillade e di pietra lidia, evidentemente sottratti al terreno siluriano. A loro volta i grès supportano della marna grigiastra che superiormente passa ad un calcare marnoso giallo-rossastro, pieno di nummuliti e di altri fossili di piccole dimensioni che forma il suolo del Monte Cardiga vero e proprio. Dallo sbocco della strada della Contessa sino al centro dell'altopiano il terreno non cambia di natura. Calpestando solo calcare con nummuliti, si giunge fino alle rovine dell'antica *chiesetta di San Michele*, posta alla base settentrionale del secondo altopiano, la Pianedda. Si tratta anche in questo caso della stessa roccia (*F 5*) che si mostra spesso in lastre larghe e sottili.

Partendo dalle rovine della chiesetta, sotto le quali sgorga una fontana di acqua fresca e abbondante in mezzo ad una magnifica foresta di elci, si inizia la scalata della Pianedda su un terreno calcareo nel quale, oltre ai nummuliti, si trovano vari echinidi. Questi, però, sono talmente aderenti alla roccia che mi fu impossibile estrarli interi e riconoscibili; ciò nonostante, in seguito a quello che riuscimmo a capire studiandoli sul posto insieme a De Vecchi, vedemmo che questi fossili sono analoghi a quelli reperiti nel terreno nummulitico di Orosei.

Più ci si avvicina alla cima scalando i gradini successivi della Pianedda, più i nummuliti diminuiscono ed il calcare lascia il posto ad un grès molto quarzoso, che assume l'aspetto di arcose. Infine, subito dopo una salita di più di un'ora in mezzo alla fitta macchia, si arriva alla cima del rilievo, dove si può osservare il grès diventare di colore ferruginoso, molto quarzoso e altresì alterato, con impronte appena visibili di fossili marini (*F 6*).

Mi dispiace moltissimo che, quando nel 1837 visitai la cima per la prima volta per poterci piazzare il segnale trigonometrico, tutto preso come ero dalle occupazioni di tipo geodetico, dimenticai di annotare il punto preciso dove avevo raccolto, molto vicino al segnale, dei campioni di grès molto piccoli e informi, che figurano ora nella collezione col n. *F 6*. Tornato poi sul posto varie altre volte, per ricerche geologiche e per reperire pezzi migliori di quel grès, mi fu impossibile ritrovarlo per la quantità e la robustezza dei macchioni che avevano nuovamente ricoperto il terreno. Tutto ciò che posso dire sulla 'facies' di questi fossili è che essi sono in possesso di caratteristiche del tutto proprie del terziario.

Ecco, ora, l'elenco dei fossili raccolti nei depositi di Monte Cardiga, a partire dalla sovrapposizione del terreno nummulitico sullo schisto siluriano, fino ai piedi del grande altopiano, alla base della chiesetta di San Michele:

Nummulites spira di Roiss.; *N. biaritzensis* d'Arch.; *N. striata* d'Orb.; *N. Lymeriei* Haim.; *N. mamillata* d'Arch.; *N. Murchisoni* Brün.; *N. discorbina* d'Arch.; *N. distans* Dsh.; *Pecten* sp.; *Alveolina* sp.; radioli di *Cidaris*, sparsi nella roccia; *Conoclypus* sp.

Il ripiano inferiore del monte comunica a nord col terreno a schisti e grovacche di Perdas de Fogu, che costituisce un suolo leggermente accidentato sul quale non si tarda ad incontrare dei lembi di calcare magnesiaco, del quale si è parlato nel capitolo III. A sud, cioè verso Villaputzu, la marna grigiobluastra, che forma la parte mediana del deposito nummulitico, si sviluppa sugli schisti siluriani in strati orizzontali, tagliati a picco in vari punti, mentre a ovest l'altopiano termina di colpo con un vallone diretto in senso N-S e tagliato negli schisti.

Dalla parte opposta di questo si trova il versante orientale di una piccola catena schistosa, anch'essa in direzione del meridiano (vedere la carta geologica e soprattutto la grande carta dell'isola); nel versante occidentale si ritrovano poi, pressappoco all'altezza del Monte Cardiga, gli stessi banchi di marna grigia e di grès che si erano persi discendendo il primo vallone: per questo la piccola catena schistosa in direzione N-S può essere ritenuta un isolotto sottile e allungato in senso meridiano, che sorge al centro del deposito nummulitico quasi orizzontale.

Le marne del versante occidentale della catena si alternano, come ad est, con grès e puddinghe, nelle quali gli elementi principali sono anche qui frammenti di quarzo, di roccia filladica e di pietra lidia, agglutinati da cemento calcareo marnoso. Queste marne tendono come le altre a dividersi in lastre che risuonano sotto gli zoccoli dei cavalli.

Ballao. Generalmente non vi abbiamo trovato dei fossili, ma abbiamo riconosciuto tracce di nummuliti percorrendo la strada che conduce da Foghesu a *Ballao* attraverso una discesa molto ripida, che taglia tutta la successione degli strati di terreno disposti in piani.

Si passano in rassegna, così, dall'alto in basso per più di un'ora, i vari gradini di questo strano deposito che scompare completamente ad una certa distanza dal fondo del corrugamento; si scende allora su di un terreno solamente schistoso, molto disordinato e modificato, nel quale mi è sembrato di vedere la penetrazione di un filone di porfido. Dopo aver guadato prima il Flumineddu e poi il Flumendosa, si giunge al villaggio di Ballao sempre camminando su un terreno di questo tipo. Le acque del Flumendosa, spesso pericolose, rasentano il paese.

Escalaplano. Invece di dirigerci da Ballao verso Goni, dove ho già condotto il lettore, andremo ora direttamente al poverissimo villaggio di *Escalaplano*, che si trova in una forte pendenza della massa schistosa, tagliata a destra e a sinistra del paese dai due fiumi, che scorrono entrambi in direzione N-S. Il Flumendosa, dirigendosi in seguito verso S-E, impedisce l'accesso all'abitato che, per la totale mancanza di ponti, rimane isolato per parecchi mesi all'anno.

In verità la pendenza della grande massa schistosa non giunge direttamente fino al Flumendosa; ne è separata da una specie di vallone che divide il monte di Escalaplano da certi rilievi formati da depositi arenacei: su uno di questi si trova la *chiesa di San Giovanni*.

La maggior parte della cresta è formata da schisti siluriani, tormentati e spostati da filoni e dicchi di porfido rosso; ma alla base del monte sul quale è fondato il paese gli schisti conservano le loro normali caratteristiche fino alla sommità, dove sono coperti da terreni di natura del tutto diversa.

Ecco qui sotto una sezione generale dei terreni tra Goni ed Escalaplano.

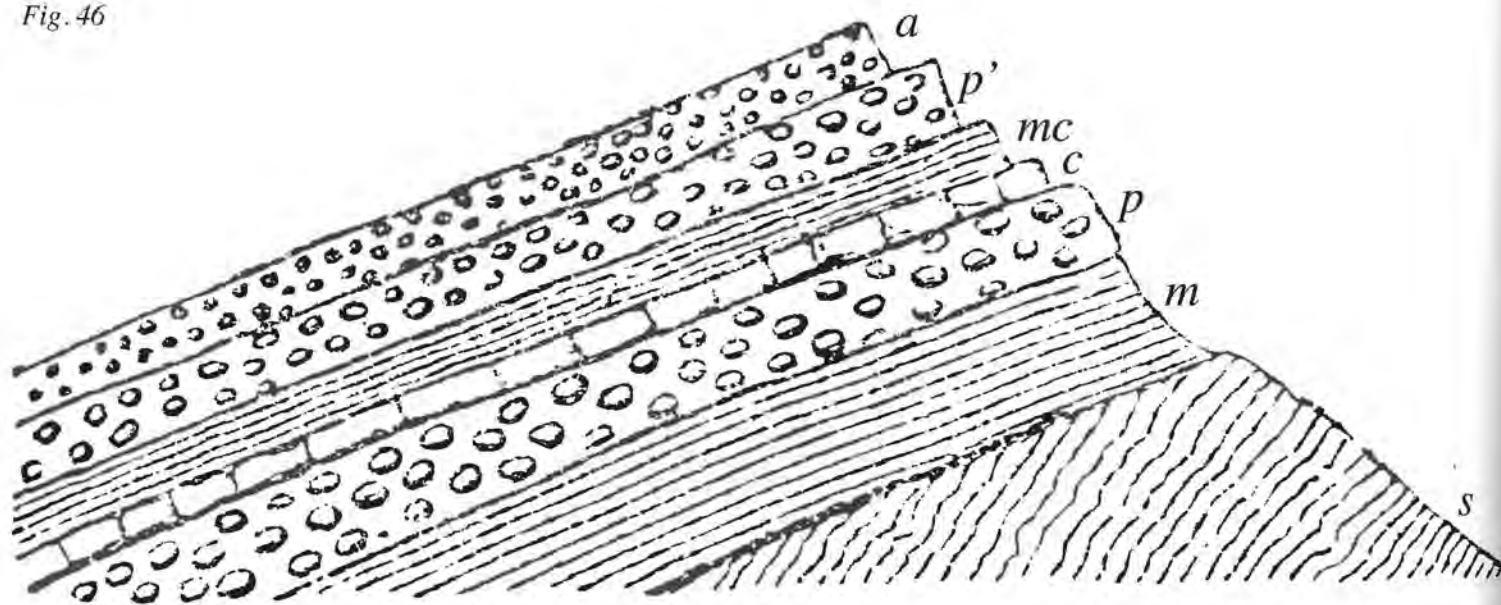
Fig. 45

s, schisti siluriani; *p*, porfido rosso; *e*, banchi di grès (eocenici?); *b*, lembo di colata basaltica.

I depositi di Escalaplano, sovrapposti agli schisti, consistono soprattutto in ripetuti strati di marna schistosa di vari colori, di grès grossolano e di puddinga con ciottoli di porfido rosso, di rocce filladiche, di pietra lidia e di quarzo; in breve, si tratta degli stessi banchi già segnalati nella discesa dal Monte Cardiga verso Ballao. Nella parte bassa di Escalaplano, vicino ad una chiesetta e ad una fontana a N-O del paese, trovammo tra queste rocce un banco di calcare grigio-bluastro, contenente Ceriti.

Quantunque questi fossili siano molto aderenti alla roccia, vi ho potuto riconoscere il *Cerithium baccatum* Brogn. Il solo aspetto di questo calcare mi ha ricordato quello trovato nel Sulcis e di cui ci occuperemo tra poco.

Ecco una sezione dimostrativa del terreno di Escalaplano.

Fig. 46

s, schisto siluriano; *m*, marna calcarea; *p*, puddinga quarzosa a grossi elementi; *c*, calcare con *Cerithium baccatum*; *mc*, altra marna calcarea; *p'*, altra puddinga a ciottoli medi; *a*, banco di grès arenaceo.

Vallata del Mulargia. Ora, partendo da Goni o da *Donigala*, se si attraversa il Rio Mulargia per andare verso *Orroli*, si trovano in basso, nello stesso vallone, i frammenti di un tipo di grès e di puddinga che potremmo rassomigliare ai depositi di Escalaplano. All'inizio si tratta di una specie di breccia schistosa violacea, formata da frammenti di schisti siluriani verdastri, ma più spesso color feccia di vino tendente al rosso: questa colorazione sembrerebbe essere stata causata, come quella degli schisti dei dintorni di Escalaplano, dal contatto degli schisti stessi con la roccia porfirica. Il grès, colorato molto vivamente, forma nella vallata tra Donigala e Orroli delle piccole gibbosità poste sullo schisto siluriano.

Se si sale verso Orroli, si vedono riapparire gli stessi grès violacei e le stesse puddinghe osservate sotto Escalaplano che

si presentano (come sulla strada che scende dal Monte Cardiga verso Ballao) in gradoni quasi orizzontali; ma non bisogna confonderli con i grès e le marne del calcare magnesiaco di Nurri, anch'esso presente nella salita di Orroli. La relativa posizione dei due depositi, che a mio parere sono di età molto diversa, si può osservare nella figura con la sezione della zona di Nurri nella quale il grès oggetto di questo discorso è contrassegnato dalla lettera *g*.

Generalmente, quando i due depositi si avvicinano e sembrano confondersi l'uno con l'altro, possono ugualmente distinguersi per la presenza delle puddinghe e dei grès che sono loro propri. Alla base del terreno giurassico-magnesiaco le puddinghe sono formate solo da frammenti arrotondati di quarzo e da briciole di rocce schistose; i grès che le coprono sono ferruginosi e spesso accompagnati da uno strato più o meno spesso di lignite; mentre i depositi di cui stiamo trattando ora non hanno affatto tracce di lignite e le puddinghe che li accompagnano contengono, assieme a frammenti di quarzo, ciottoli di porfido rosso e soprattutto di pietra lidia, che contribuiscono a renderli più facilmente riconoscibili.

Monte Ixi. Quando da Goni ci si dirige verso Silius attraverso un terreno in apparenza orizzontale, ma tagliato da crepacci molto profondi aperti nella roccia siluriana, quasi alla base orientale del *Monte Ixi* si trova il resto di un deposito stratificato di grès e puddinghe che è, a mio parere, la continuazione degli stessi grès e delle stesse puddinghe segnalate in precedenza sotto Escalaplano e nella valle del Mulargia.

Ho anche osservato, sulla cima completamente piatta del Monte Ixi, al di sopra del villaggio di Silius, una breccia quarzosa con pietra lidia e frammenti spigolosi di porfido rosso (*L 2*) che sembra doversi attribuire ai depositi di cui stiamo trattando.

Gruppo a ceriti e millioliti - Terreno eocenico

Cala d'Ostia. Per quanto riguarda il gruppo occidentale, possiamo convenientemente riutilizzare l'ordine seguito negli altri capitoli, iniziando dalle descrizioni delle località più meridionali: perciò partiremo da Pula, che è situata all'estremità S-O del Golfo di Cagliari. Uscendo dal villaggio in direzione ovest verso *Santa Margherita* e *Cala d'Ostia*, ci si trova ai piedi di montagne granitiche e siluriane, su un terreno leggermente accidentato, in dolce pendenza verso il mare; è solcato da piccoli corsi d'acqua che provengono dalle montagne vicine e mostra la sua struttura arenacea che lo distingue dal grès quaternario che avremo modo di segnalare non lontano da lì, nella piccola ansa di Sant'Efisio. Questo grès è grigiastro tendente al violetto, soprattutto nei punti umidi, ed è composto da piccoli frammenti quarzosi e feldspatici agglutinati nel cemento calcareo (*G 1*). Lo si può osservare soprattutto presso una fattoria isolata, chiamata *Nuracheddus*, vicino alla quale avevo scoperto tempo fa due colonne miliari romane dell'epoca dell'imperatore Filippo che avevo fatto trasportare al museo di Cagliari: anche le due colonne sono tagliate nello stesso grès.

La sua stratificazione è pressoché orizzontale; è privo di fossili ma contiene abbondanti corpi lunghi, cilindrici e contorti, che mi sono sembrati impronte di corpi alcioniani, tali e quali a quelli osservati in altri terreni terziari molto recenti. Siccome mancano completamente, qui, le relazioni tra questo grès e altri terreni stratificati, non ho a disposizione altri dati per inserirlo nella formazione eocenica, se non la sua rassomiglianza col grès che segnaleremo tra poco a *Pesus*, simile a quello di Iglesias, la cui età geologica appare accertata. Il terreno di Nuracheddus ha inoltre un carattere negativo consistente nell'assenza di banchi calcarei, che avrebbero potuto assimilarlo al terreno subappenninico dei dintorni di Cagliari, che però manca completamente nella parte S-O della Sardegna.

Monte Narcao. Il grès di Cala d'Ostia si ritrova nel Sulcis e forma la base dei *Monti Narcao*, *Essa* e *Murdeu* (*Tavola V, figura 3*). Il punto migliore per studiarlo è un colle attraverso il quale si passa da *Villa Peruccio* a Pesus, col Monte Essa a destra e il Monte Narcao a sinistra. Prima di discendere verso Pesus si può osservare, sotto il conglomerato trachitico, del grès grigio con cemento calcareo nel quale sono interposti banchi di puddinga formata da ciottoli calcarei, quarzosi, granitici e filladici (*G 2*); in qualche punto i ciottoli sono mobili sul terreno, forse a causa della decomposizione e sparizione del cemento che li teneva uniti. I banchi in questione sono diritti in direzione O 20° N e inclinati verso S-O. Talvolta il grès assume un aspetto marnoso e i ciottoli della puddinga ai quali è associato sono ricoperti da una tinta superficiale rossastra; ma si cercherebbero inutilmente tra questi ciottoli i frammenti di roccia trachitica che ricopre i depositi stessi. Questa è una importante osservazione che permette di non confondere queste puddinghe con la brecciola superiore plutonica di questi stessi rilievi.

La piccola frazione di Pesus è fondata sul grès, associato ai banchi di puddinga, ma se ci si dirige verso nord per una bella strada rettilinea che conduce al *giardino di Mitzajusta* (*mitza* vuol dire 'sorgente') del cavalier Angioi, si assiste al lento passaggio degli stessi grès ad un calcare leggermente bituminoso che, a sua volta, passa ad un calcare giallastro grossolano; più avanti appare una breccia calcarea con noduli di quarzo; infine quest'ultima poggia su una puddinga quarzosa che ricopre direttamente lo schisto siluriano.

Durante tutto il tragitto i vari strati appaiono di mediocre spessore, dato che nei fossi della strada la roccia siluriana emerge sopra i grès ed i calcari. Per averne un'idea più chiara si può consultare la sezione che si trova più avanti, nel capitolo XII, *figura 83*.

Le falde dei monti Essa e Murdeu sono formate entrambe dagli stessi grès accompagnati dalle puddinghe che ho segnalato nella parte inferiore di tutto il monte di Narcao, come si può osservare alla *Tavola V, figura 3*.

Gioiosa Guardia. Per ritrovare le stesse rocce sedimentarie non abbiamo che da attraversare verso nord la piccola catena del Monte *Ueni* e giungeremo direttamente al *castello di Gioiosa Guardia*, sul versante opposto. Le pittoresche rovine di questo castello medioevale (d'origine pisana, appartenne al famoso Ugolino della Gherardesca, i cui figli, dopo la sua morte, si trovavano proprio in questo castello, e in quello vicino di *Acquafredda*, in guerra con gli aragonesi) poggiano in parte sulla puddinga dalle masse fortemente raddrizzate da un grande filone di trachite dioritica, come mostreremo nel capitolo XIV.

La puddinga di questa località è molto interessante per la totale assenza di ciottoli trachitici: è formata soprattutto da pietre arrotondate di granito grigio e di pegmatite rosa mischiate a ciottoli di quarzo, di pietra lidia e di roccia filladica (*G 3*); ciò fa assomigliare questi banchi a quelli di Orroli e di Escalaplanu. Sempre la stessa puddinga, poi, si alterna, come a Pesus, con un grès abbastanza sottile che poggia direttamente sullo schisto siluriano: sia l'una che l'altro assumono al contatto col filone dioritico una colorazione viola-vinaccia.

Presso la base occidentale della cima conica del castello, sulla strada per *Villamassargia*, si può vedere una larga striscia di roccia biancastra e marnosa, piena di nuclei di materia rossastra dalla forma globulare e rosacea. Pare argilla diluita e indurita (*G 4*), è tutta piena di crepe e si decompone più facilmente dei nuclei che vi sono contenuti, i quali di conseguenza sporgono sul terreno producendo un effetto curioso. Hanno una colorazione rosso-violacea e sono composti da ferro oligisto impuro (*G 5*) contenente una notevole quantità di acqua, che l'ingegner Sella ha calcolato in un 4%. Tutta la striscia nel suo insieme non fa parte, a quanto sembra, dei banchi di grès e delle puddinghe sulle quali si trova: la ritengo quindi il prodotto di una deiezione fangosa, uscita col ferro oligisto dal fianco occidentale della montagna nel periodo nel quale il filone di *Peperi* (che è il nome che si dà nella zona alla roccia eruttiva trachitica) attraversò e sollevò i depositi eocenici: questi furono spinti a più di 350 metri di altezza, visto che, al di sotto, gli stessi ban-

chi di grès e di puddinga si trovano all'altezza della pianura e sono orizzontali.

Monte Exi. Quando ci si avvicina a Villamassargia, si cammina sempre su questi banchi non raddrizzati; ma prima di arrivare al paese si scorge sulla sinistra un altro monticello conico isolato, uguale a quello del castello e che viene chiamato *Monte Exi*. Il grès e la puddinga, anch'essi sollevati dalla roccia pirossenica, si mostrano dalla parte della pianura, mentre il *Peperi* forma la cima ed il versante meridionale del monte: ciò è esattamente l'opposto di quello che avviene nel rilievo del castello. Si possono confrontare le sezioni di questi due monti consultando le relative figure nel capitolo XIV.

Villamassargia. L'abitato di Villamassargia è in gran parte costruito su grès e puddinghe eoceniche che ricoprono in strati orizzontali la roccia siluriana. Quando da qui si attraversa la grande vallata attraverso *Musei* e *Domusnovas*, sulla riva destra del *Rio Sixerri* si trovano lembi dello stesso grès e della stessa puddinga evidentemente uguali a quelli appena lasciati. La strada reale da Cagliari ad Iglesias, aperta di recente, è praticata in parte in un terreno simile, che allo stesso tempo ha fornito la pietra da taglio per la costruzione dei ponti e degli acquedotti. I lembi citati prendono la forma di altopiani o di montagne coniche: nel primo caso sono coronati da un banco di calcare giallo uguale a quello osservato vicino a Pesus; nel secondo il grès, che non è coperto, si decompone facilmente formando da tutti i lati un declivio normale. Uno di questi rilievi si trova addossato alla nuova strada ed è chiamato *Gibba Acuzza* ('gobba acuta'), che erroneamente si vuole accostare alla parola araba *Gibel*. I frammenti della formazione, abbastanza estesi in questa parte dell'isola, si possono vedere da *Siliqua* fino a Iglesias.

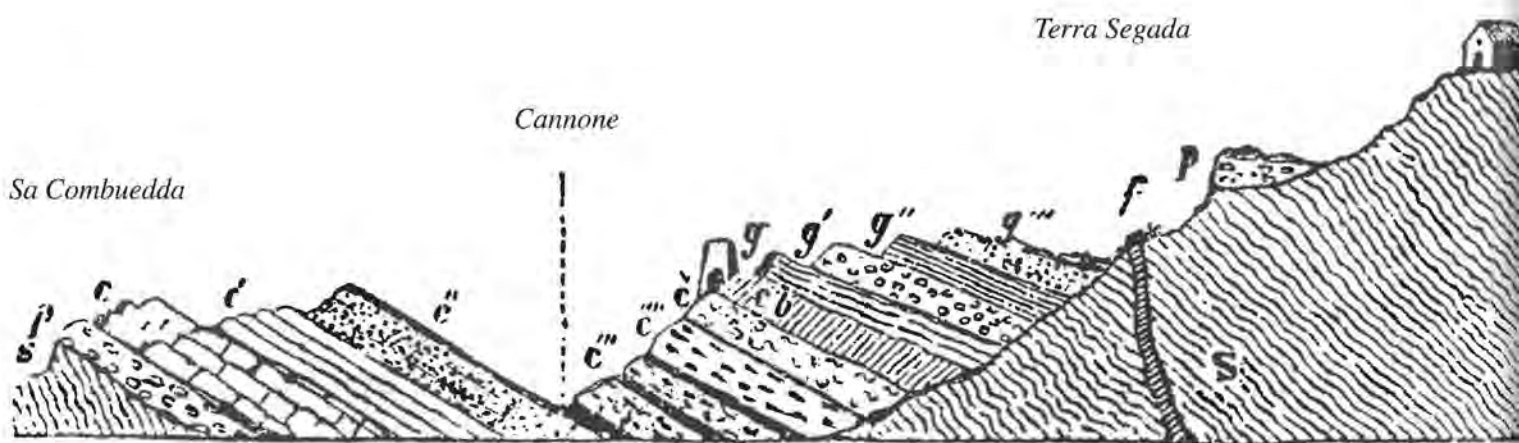
Iglesias. Quando ci si avvicina a questa città provenendo da Cagliari sulla grande strada, si possono notare nella pianura alcune gibbosità che sono formate in gran parte dal grès di cui stiamo parlando. Esso si vede chiaramente allo scoperto vicino al convento dei Cappuccini, a due passi dalla città, dove assume una colorazione rossastra ed una struttura così omogenea (*G 6*) da essere stato impiegato con successo nella costruzione della strada.

Alle porte della città visitai una specie di pozzo scavato proprio nel grès dove potei osservare vari strati di argilla schistosa lucida e bituminosa che è senza dubbio un lembo del preteso deposito di carbon fossile, di cui ci occuperemo tra poco.

A ovest di Iglesias, in una valle alle falde settentrionali di *Monte San Giovanni* e sulla sinistra della strada per *Gonnesa* aperta recentemente, ho ritrovato dei residui di breccia con frammenti di quarzo e di pietra lidia, strettamente legata a quelle di Escalaplano, della vallata del Mulargia e del Monte Ixi di Silius; questa breccia sembra ricoperta da lembi di un calcare terroso giallastro, sempre simile a quello di Pesus.

Se, invece, si esce da Iglesias verso il meridione in direzione di *Monte Oru* attraverso *Santa Maria Barega*, si trovano quasi subito, a sinistra della strada, dei lembi di grès eocenico di aspetto giallastro; continuando in questa direzione si vede proprio sulla strada, al livello del terreno, lo stesso grès che passa a calcare grossolano, giallastro, molto ferruginoso, pieno di conchiglie di un'unica specie (*G 7*) (si tratta dell'*Anomia tenuistriata* Desh.); ma la località più importante in relazione allo studio di questo tipo di terreno è senza dubbio la zona chiamata *Terra Segada* ('terra rotta, arata', *fig. 47*).

Si tratta di una proprietà della famiglia Brau di Iglesias, che vi possiede anche una casa di campagna. Uscendo proprio da questa abitazione in direzione di una valle poco profonda delle vicinanze, si giunge al ruscello detto *Il Cannone*, che scorre su rocce calcaree. Conviene attraversare subito il corso d'acqua e raggiungere la località di *Sa Combuedda* ('la piccola valle'), per poter vedere subito gli strati inferiori della roccia di cui ci occupiamo, sovrapposti agli schisti siluriani: è in questo punto, come dicevamo, che si possono analizzare in successione tutte le parti del deposito, di cui vi propongo questa sezione.

Fig. 47

s, schisto siluriano che forma la base di tutto il bacino; *p*, puddinga e breccia calcarea a pietre di vari colori (*G 8*); *c*, calcare grossolano, giallastro; *c'*, calcare compatto, fratturato in scaglie, color giallo pallido con venature bluastre, che ricorda vagamente l'Alberese dei Toscani (*G 9*); *c''*, ripetuti strati di calcare grossolano, quasi compatto, ricco di Millioliti (*G 10*); *c'''*, passaggio del calcare a Millioliti a calcare a Ceriti: in questi strati un sondaggio ha messo in luce depositi di lignite; *c''''*, calcare grossolano, bituminoso, pieno di Ceriti (*C. baccatum* Brongn.), e con qualche Crassatella (*G 11*); *c'''''*, calcare molto bituminoso bruno e pieno di Crassatelle, e con Ceriti e Anomie (*G 12*); *cb*, stesso calcare molto bituminoso quasi friabile (questi tre calcari producono un'eccellente calce idraulica); *g*, grès a grana fine, uguale a quello di Pesus e di Villamassargia; *g'*, puddinga simile a quella dei luoghi citati prima; *g''*, grès schistoso violaceo; *g'''*, stesso grès, però a grani più grossi e di colore grigio; *p'*, puddinga a grossi elementi calcarei; *f*, filone di quarzo nero, venato di bianco, sotto la casa Brau. La figura indica anche un forno di calce sopra il banco *c'''''*, di cui ci si è serviti per cuocere il calcare dei banchi a destra del *Cannone*, che ha dato un'eccellente calce idraulica.

I banchi con Millioliti *c"* della sezione e *G 10* del catalogo contengono i seguenti fossili:

Fabularia discolithes Dfr.; *Biloculina bulloides* d'Orb.; *Triloculina trigonula* d'Orb.; *Quinqueloculina saxorum* d'Orb.

Il calcare *c'''* e *G 11* (*Tavola G, figura 15*) nel quale abbondano le Ceriti, contiene i fossili seguenti (pagg. 106-107):

Rissoa sp. nov., fig. g; *Rissoina clavula* d'Orb.?, fig. e; *R. conchlearella* d'Orb.; *Chemnitzia* sp. indet.; *Melania triticea* Fer.? fig. f; *Turbo Saissei* Bell.; *Scalaria* sp. indet.; *Turritella fasciata* Lk.?, fig. d; *Cerithium baccatum* Dfr., fig. a; *C. cintum* Lk., fig. c; *C. clavosum* Lk.?, fig. b; *C. undosum* Burg.?; *Crassatella sinuosa* Desh.; *Anomia tenuistriata* Desh.; *A.* sp. ind., fig. h.

Nel banco *c''''* (*G 12*), formato da calcare brunastro molto bituminoso, si trova, fra gli altri, la *Crassatella sinuosa* Desh. e anche la *C. sulcata* Lk., che sono molto abbondanti; queste conchiglie sono associate al *Trochus crenularis* Lk. e all'*Anomia tenuistriata* Desh., già citata.

Il signor Brau, proprietario del terreno, quattro anni fa fece praticare un sondaggio vicino al ruscello del Cannone, dove si è estratta una lignite di discreta qualità (*G 13*), ma poco spessa, assieme a conchiglie d'acqua salmastra in parte schiacciate: tra queste vi sono la *Melania fragilis* Lk., la *Corbula angulata* Lk. e la *C. striata* Lk. Il combustibile è ricoperto da uno strato di calcare grigio scuro molto duro (*G 14*), che trattiene frammenti di fossili del tutto irriconoscibili, ma riconducibili per l'aspetto a conchiglie d'acqua dolce.

Si può facilmente cocludere che tutti questi fossili considerati nel loro insieme identificano un terreno terziario parigino, o eocene inferiore.

Al di sopra di tutti questi strati si sviluppa la stessa successione di grès e puddinghe riscontrata a Pesus ed a Villamassargia e che ritroveremo ben presto nel bacino di Gonnesa.

Sotto la casa di Terra Segada si può osservare una potente massa di breccia passante alla puddinga, che è molto interessante. È formata da frammenti calcarei di ogni colore uniti da cemento calcareo (*G 15*). Dato che la massa in questione si trova isolata, non saprei dire se si riferisca alla puddinga indicata nella figura, sotto tutta la formazione presente a sinistra del Cannone, oppure se si debba considerare come al di sopra di tutte le altre rocce: propendo per la seconda ipotesi, che è senz'altro la più verosimile. Ho aggiunto nella sezione un filone di quarzite nera venata di bianco che attraversa gli schisti siluriani e che ho già citato in precedenza, nel capitolo II.

Monte Sirai. Il territorio descritto si lega a quello di *Flumen Tepida* con la prosecuzione dello stesso terreno, che giunge fino alle falde del *Monte Sirai*, dove la sovrapposizione della trachite al grès ed alle puddinghe della roccia eocenica è ancora più chiaramente visibile che nei monti di Narcao, Essa e Murdeu. Mi riservo di mostrarne una sezione nel capitolo XII. Le puddinghe e i grès della base del Monte Sirai si uniscono a quelli di Terra Segada e di Gonnesa attraverso il *Cuccuru de Suergiu*.

Non mi dilungherò nella descrizione dei vari punti del bacino della Terra Segada dove sono state fatte ricerche di combustibile, ma mi limiterò a citare una località a est chiamata *Piolanas*, dove si è trovata dell'argilla grigia con piriti e dei banchi calcarei con un sottile strato di lignite: i risultati sono stati pressappoco gli stessi degli scavi eseguiti dal canonico Manca a Santa Barbara e di quelli fatti verso ovest da un certo Delogos. Ho visitato con attenzione questi lavori nel 1852 e posso dire che non offrono alcuna risorsa di tipo industriale né economico.

Lo stesso terreno continua a ovest della Terra Segada, dove forma un rilievo tondeggiante, detto *Cuccuru de Suergiu*, che si unisce a quello di Gonnesa. Il bacino è bordato a ovest da trachiti antiche e dal mare; a nord e a est dai monti siluriani; solo verso sud si unisce al territorio del Cuccuru de Suergiu ('la cima del sughero') con qualche interruzione, perché gli schisti siluriani appaiono solo qua e là. Voglio indicare questi confini, che sono ben definiti, per far comprendere che secondo me esistono poche possibilità di uno sfruttamento conveniente del combustibile fossile che l'intero deposito contiene nella parte inferiore, quantunque il bacino di Gonnesa sia l'unico sfruttabile tra i terreni di cui ci occupiamo.

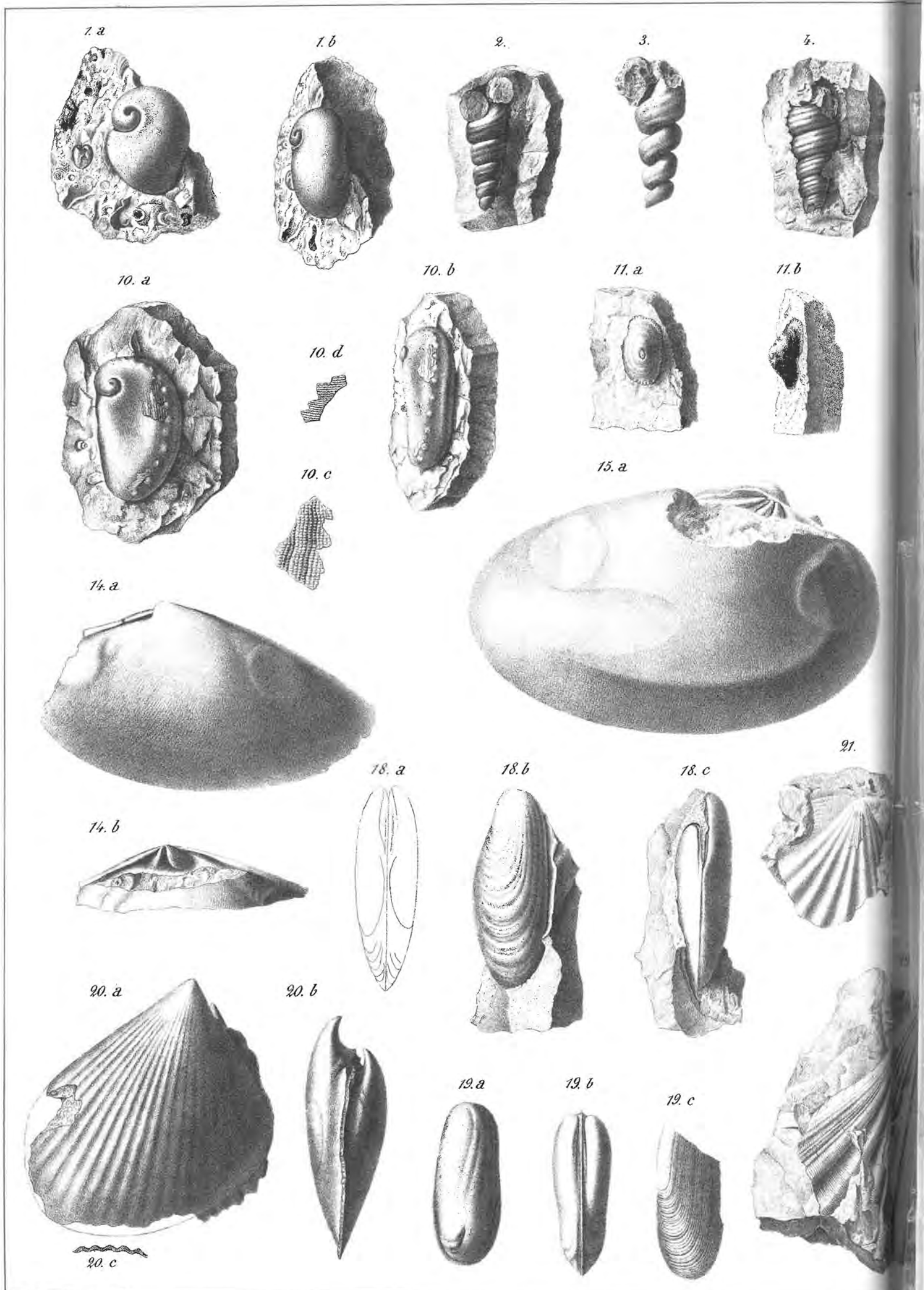
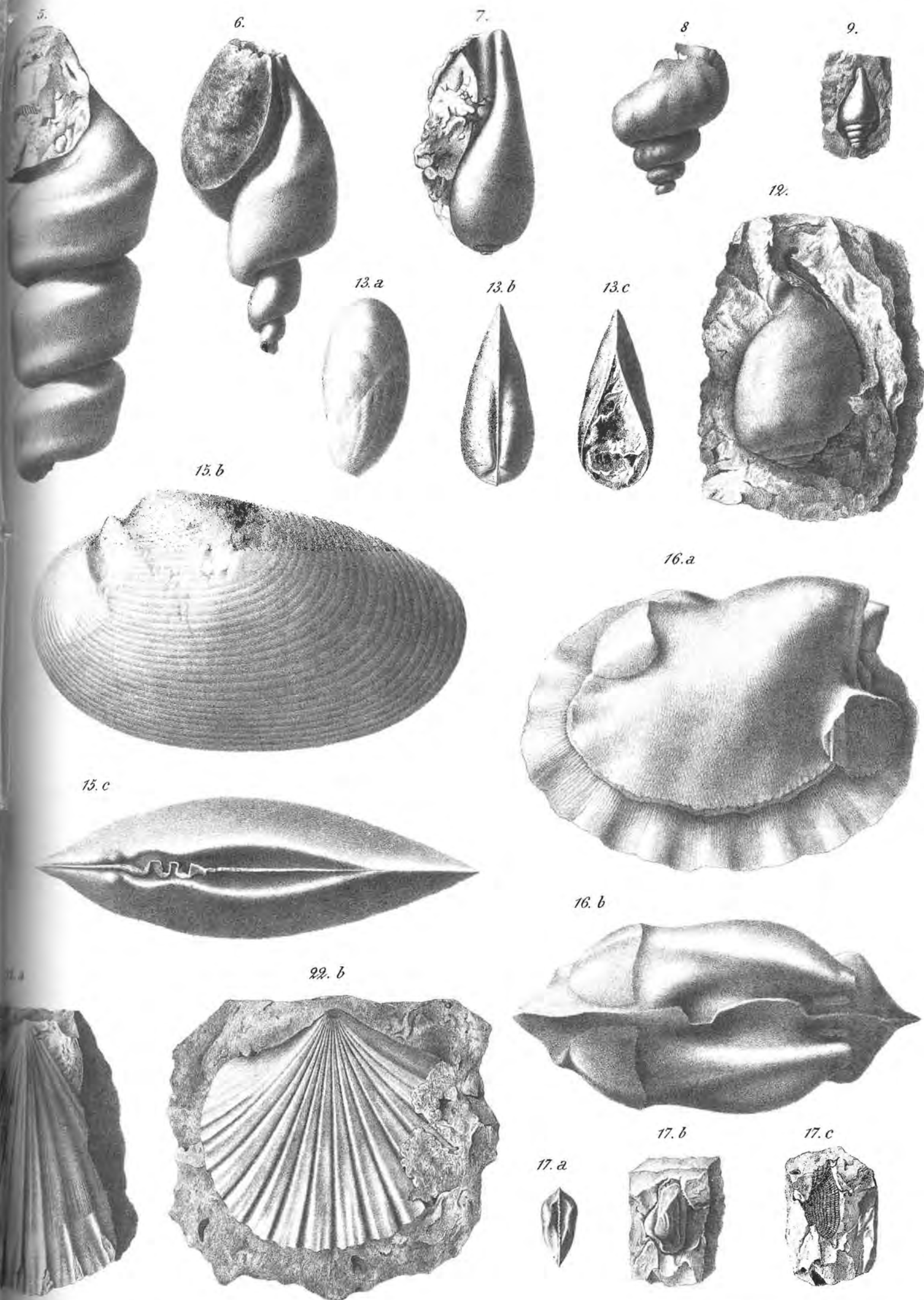
Ecco la sezione del bacino dai dintorni di Gonnesa fino al nuraghe di *Sa Seracca* ('della serva'), a tre chilometri a S-O del paese.

Fig. 48

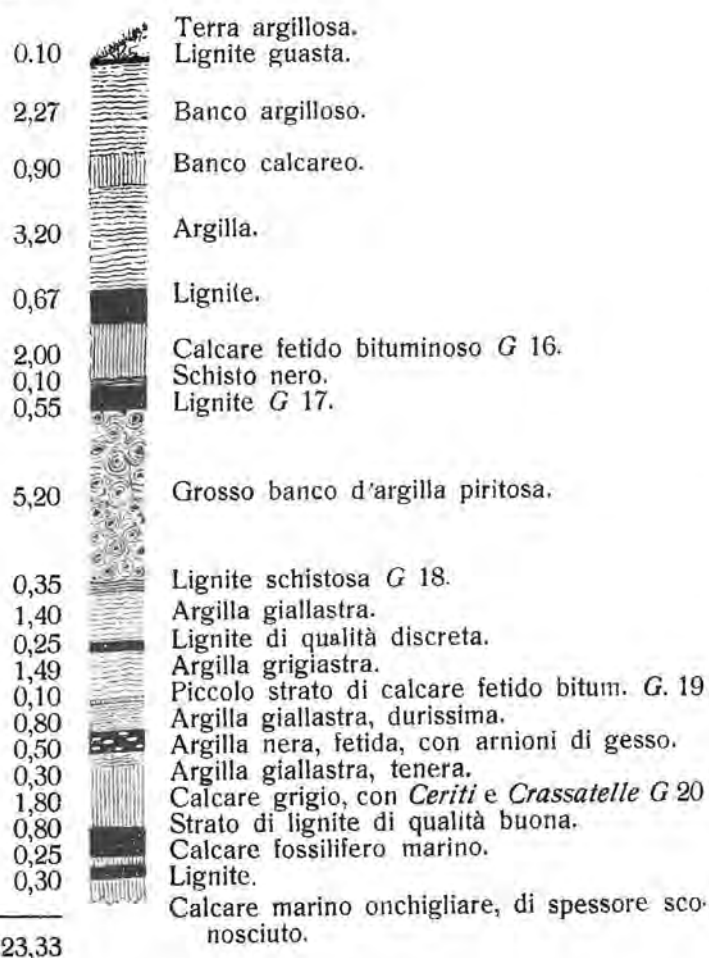
Nuraghe de sa Saracca

s, terreno siluriano; *g*, grès calcareo giallastro; *m*, calcare a Millioliti; *c*, calcare a Ceriti con strati di lignite; *a*, argilla intercalata nello strato del combustibile; *c'*, calcare grossolano giallastro; *g'*, grès viola e grigiastro; *p*, puddinghe a ciottoli di quarzo e di altre rocce, uguali alle puddinghe di Villamassargia e di Terra Segada; *q*, grès quaternario; *sq*, sabbioni quaternari; *t*, trachite antica, parte inferiore tufacea; *t''*, trachite porfirica superiore.

***Tavola G**. Fossili miocenici della "pietra forte" di Bonaria. Vedi anche: APPENDICE, pagine 256-257.*

Torino, Lit. Giordana, GrandDidier e Salussolia 1855.

Senza entrare in inutili dettagli, diremo che qui la presenza di calcare a Millioliti e di quelli a Ceriti e Crassatelle, accompagnati da combustibile, stanno ad indicare l'uguaglianza perfetta esistente tra il bacino di Gonnesa e quello di Terra Segada; ma a Gonnesa sopra questi depositi si sviluppano gli stessi grès e le stesse puddinghe già segnalati ai piedi del Monte Narcao, a Pesus e nei dintorni di Villamassargia, come anche nella valle di Iglesias, lungo la strada reale: ciò chiarisce quale sia la posizione esatta degli stessi grès e delle puddinghe superiori che tendo ora a considerare come le parti più recenti del terreno in oggetto.

Il pozzo Timon-Varsi. L'unica differenza esistente tra i depositi di Terra Segada e quelli di Gonnesa è che, essendo questi ultimi maggiormente estesi in superficie e trovandosi inseriti in un bacino più profondo, i banchi calcarei e le argille che accompagnano gli strati di lignite hanno potuto svilupparsi maggiormente, come è facile arguire dalla sezione pubblicata qui sotto, eseguita nel 1852, quando visitai il pozzo di ricerca della compagnia Timon-Varsi. Il pozzo era stato scavato sul versante occidentale del monte sul quale si trova il nuraghe de sa Saracca, vicino a Gonnesa, come mostra la figura precedente. Ecco in dettaglio la sezione che mi sono sforzato di rappresentare con le proporzioni relative al reale spessore dei vari strati. Dovetti limitarmi a registrare tutto ciò che si era rinvenuto all'epoca della mia visita.

Fig. 49

Si può constatare che la ricerca è stata effettuata tra i banchi *c, a, c'* della sezione generale alla figura precedente.

Quantunque durante l'ispezione del pozzo non abbia trovato individui riconoscibili di conchiglie di acqua dolce, ci sono capitate tra le mani delle *Planorbis* e delle Paludine, estratte durante lo scavo stesso assieme alla lignite; disgraziatamente, a contatto con l'aria queste conchiglie si polverizzano e non possono essere individuate meglio, ma è positivo che ad una profondità di 18-20 metri dalla bocca del pozzo si trova del calcare marino e bituminoso ricco di conchiglie, identico a quello della valle del Cannone di Terra Segada: anche nel bacino di Gonnesa lo stesso calcare con Ceriti e Crassatelle poggia sul calcare con Millioliti. Quest'ultimo si può osservare perfettamente al suo posto sopra gli schisti siluriani, a pochi passi dal pozzo stesso, vicino ad una casetta della società Millo.

Al di sopra del piano superiore del pozzo Timon-Varsi, in direzione del Nuraghe de sa Saracca, si trova immediatamente del calcare grossolano, giallastro, che ricorda perfettamente quelli osservati tra Pesus e Mitzajusta e nelle valli di Villamassargia e di Siliqua. Questo calcare (*G 21*) modifica il suo aspetto là vicino, ma contiene ugualmente dei fossili e soprattutto Ceriti e Crassatelle (*G 22, 23*); nella parte superiore passa al calcare terroso, anch'esso giallastro, con qualche traccia di fossili vegetali associata a conchiglie marine: *Anomia tenuistriata* Desh.; *Corbula striata* Lk.; *C. angulata* Lk.; *Cyrena antiqua* Fer.; *Melania fragilis* Lk.; *Cerithium lemniscatum* Brong.

Da questo punto fino alla sommità della montagna si trovano solo grès e puddinghe analoghe a quelle viste alla base del monte Narcao, sull'altura del castello di Gioiosa Guardia, a Villamassargia, nella grande vallata tra Iglesias e Siliqua e, infine, a Terra Segada. I grès a volte sono grigiastri e a volte violacei (*G 25, 26, 27*). Le puddinghe che si alternano con essi sono formate, come quelle di Villamassargia, da ogni specie di roccia tranne la trachite, sebbene il nuraghe de sa Saracca, in cima alla salita, poggi già su un lembo o colata di questo materiale. Ciottoli di puddinga sono sparsi in gran numero sul terreno e spogliati della pasta che li avvolge: tra quelli di natura calcarea ne abbiamo trovati alcuni che, spaccati, mostrano l'alterazione esterna di cui parlavamo nel capitolo precedente.

Contro la roccia trachitica che sostiene il nuraghe, nella strada incassata che porta ai piedi del monumento e che continua per *Portoscuso*, ho osservato una sostanza biancastra, tenera, che macchia le dita (*B 17*), che mi è sembrata grovacca schistosa, simile a quella trovata a Gonnesa, nelle vicinanze; questa, però, sarebbe stata calcinata e modificata dalla trachite con cui si trova a contatto. La presenza in questo punto della grovacca formante assieme agli schisti siluriani il margine del terreno eocenico della regione e la sua modificazione dovuta forse all'apparizione della trachite antica, certamente posteriore al deposito del bacino di lignite, sono fenomeni che meritano di essere studiati a fondo.

Quasi in fondo al vallone, all'ingresso di Gonnesa, dopo essersi spinti fino al nuraghe, in una strada incassata in località *Fontana Morimentu*, si trova un lembo molto singolare di grès e di sabbioni quaternari, indicati con *q* e *sq* nella figura più sopra e di cui si parlerà più dettagliatamente nel capitolo IX (si veda anche la *Tavola III, figura XIII*).

Monte del Visconte. Vicino al paese si vede anche sorgere il piccolo rilievo di *Monte del Visconte*, con la base costituita da schisti e da grovacche, ma coronato da un deposito orizzontale di roccia calcarea. Mentre si sale, si trovano all'inizio le tracce di una breccia calcarea simile a quella della valle del Cannone, sopra la quale si trova del grès calcareo giallastro (*G 28*), poi un grande banco di calcare a Millioliti (*G 29*). Si tratta di una ripetizione degli strati inferiori di Terra Segada, solo che su questo pianoro il deposito si limita a calcare a Millioliti, mentre sia nella valle del Cannone, sia nel rimanente bacino di Gonnesa, il deposito continua per poi terminare con i grès e le puddinghe.

I frammenti della breccia calcarea si ritrovano nel paese di Gonnesa e sono di vari colori: essa è uguale a quella vista presso casa Brau a Terra Segada. La breccia (*G 15*) potrebbe essere utilizzata per lavori artistici se non contenesse piccoli nuclei di quarzo, che impedirebbero una levigatura uniforme. Non sono riuscito a scoprire il suo vero rapporto con la roccia contenente la lignite, dato che ho trovato solo dei blocchi isolati di questo agglomerato; ne deduco la posizione, però, da quella di una breccia simile che segnaleremo fra poco nella valle di *Montevecchio*, vicino a Guspini.

Durante il soggiorno del 1852 a Gonnesa visitai numerosi lavori di ricerca intrapresi in seguito all'entusiasmo suscitato dalla scoperta del combustibile, che era appena avvenuta.

All'uscita del paese verso nord un certo signor Puxeddu aveva praticato uno scavo molto superficiale, che raggiungeva appena gli strati di calcare e di argilla schistosa; ma apparve subito la roccia siluriana e la ricerca dovette essere abbandonata. Altri due pozzi che visitai nello stesso periodo erano stati scavati nella regione di *Fontana Mare*. Quello d'un certo Marras era stato aperto in località *Domos Nieddas* ('case nere'). La corda di sparto che doveva servirmi per la discesa non mi dava abbastanza sicurezza e così mi dovetti accontentare di osservare lo scavo dall'esterno, lungo le pareti; esaminai anche quel materiale che in gergo si chiama 'discarica' e vi riconobbi le stesse alternanze di roccia calcarea argillosa arenacea, accompagnata da lignite, che avevo già visto a Gonnesa: vi osservai anche del grès e del calcare grigio-bluastro, pieno di piriti (*G 30*). La lignite era schistosa e di qualità scadente (*G 31*) ed era stata trovata a circa 15 metri dall'imboccatura: ciò dimostra che lo spessore del deposito varia da un punto all'altro.

Nello scavo Fossati, che non mostrava alcuna traccia di lignite, potei osservare nelle pareti del pozzo solamente alternanze di strati calcarei e argillosi. Gli ultimi sono grigio-giallastri come quelli dei pozzi precedenti, ma qui vi era anche un banco calcareo con grani di quarzo.

Ho fatto un resoconto dettagliato di tutto questo perché si era data troppa importanza industriale al deposito di lignite di Gonnesa che la speculazione e l'aggiotaggio volevano far passare per un vero e proprio bacino carbonifero! Estraneo a tutti i discorsi che non abbiano un carattere puramente scientifico, mi limiterò ad osservare che l'unica località in cui sia possibile un serio sfruttamento è quella del bacino di Gonnesa dove fu fatta la ricerca della compagnia Timon-Varsi: ma l'estrazione è ancora soggetta ad un grave limite, che è la necessità di costringere gli addetti ad estrarre una grande quantità di materiali inutili per trovare qualche sottile strato di lignite in mezzo a potenti banchi di calcare e di argilla. E dove il bacino è poco profondo, in tutto il resto del territorio, si trova solo argilla schistosa nera, lucida e bituminosa senza tracce di combustibile vero e proprio.

Narroccio. Costeggiando la parte occidentale dell'isola, al di là di *Capo Pecora*, dopo averlo doppiato verso nord, a più di un miglio di distanza dalla riva verso l'interno, si vede un roccione formato da depositi arenacei e calcarei, che poggiano in stratificazione discordante sul terreno siluriano. La località si chiama *Narroccio*. Si tratta di strati di grès a frammenti quarzosi, coperti da banchi di calcare giallastro molto compatto senza fossili. Il solo aspetto di questa roccia ha fatto sì che la potessi inserire nella classe dei terreni di cui ci stiamo occupando, soprattutto per il suo rapporto col calcare di cui parleremo.

Montevecchio. In fondo alla valle di *Montevecchio*, vicino a Gùspini, nel punto in cui le due strade che dalla miniera conducono ai paesi di *Arbus* e Gùspini si dividono, si vede a sinistra un lembo di terreno calcareo compatto, del tutto simile a quello visto a Narroccio e anche a Fontana Mare, vicino a Gonnesa. Anche questo calcare è sprovvisto di fossili e leggermente fessurato, mentre i suoi strati si dirigono da N-O a S-E e sono inclinati verso NE; ma la cosa più importante da segnalare è che, a poca distanza da lì, verso nord, è coperto da strati di grès rossastro di colore violaceo e argilloso, che in seguito passa superiormente ad una vera e propria puddinga, formata da grossi frammenti di roccia calcarea, cementata da materiali calcareo-argillosi rossi.

La puddinga dà l'impressione di essere stata un tempo molto più estesa, dato che se ne trovano dei lembi in altri punti della stessa valle, soprattutto verso ovest. Mettendo a confronto il grès viola della valle (*G 32*) e la puddinga cementizia rossastra che vi è associata (*G 33*) con il grès violaceo di Gonnesa raccolto alla base della salita del nuraghe de sa Saracca e con le puddinghe calcaree di Terra Segada e di Gonnesa (*G 15*), mi è stato impossibile non trovare una serie di somiglianze tra questi tre differenti depositi. La comparazione, peraltro, mi fornì un dato di cui ancora non disponevo a proposito della puddinga calcarea *G 15*. Questa fu rinvenuta in blocchi isolati e fratturati nei due bacini di Gonnesa e di Terra Segada, mentre nella valle di Montevecchio essa si trova al suo posto poggiante su grès rossastro (*G 32*). Quest'ultimo ci porta ad assimilare lo stesso terreno alle puddinghe del castello di Gioiosa Guardia.

Monte Cepera. Giungendo dalla miniera al paese di Gùspini, dopo aver oltrepassato il conglomerato vulcanico, si vede apparire il granito e, su di esso, un deposito di calcare compatto che forma, vicino al paese, un rilievo conico dalla cima basaltica chiamato *Monte Cepera*. Mi riservo di pubblicarne uno schizzo nel capitolo XV, dedicato alle rocce basaltiche; per ora mi limiterò a dire che il calcare di Monte Cepera è leggermente argilloso e di colore bianco-giallastro, del tutto simile ad uno dei calcari del bacino di Gonnesa: qui però è pieno di crepacci ed ha assunto una struttura quasi reticolare per l'influenza del basalto (*G 34*).

Più lontano, cioè all'ingresso di Gùspini dove si trova un forno di calce, lo stesso calcare assume una struttura leggermente cristallina (*G 35*) con tutti i sintomi di una modificazione dovuta anch'essa alla vicinanza della roccia basaltica. Del resto questo calcare, così come quello del vicino Monte Cepera, sono l'evidente proseguimento di quello segnalato nella valle di Montevecchio, dove è associato al grès viola ed alla puddinga.

Sàrdara. Un grès uguale a questo appena citato mi è parso quello che si trova all'ingresso di Sàrdara, dall'altra parte della grande vallata del Campidano. Quando si va da Gùspini a Sàrdara, prima di imboccare la strada reale in vista delle prime case del secondo paese, in una strada leggermente incassata ed in pendenza verso ovest, si vedono dei gradini naturali successivi, formati da grès molto grossolano di pasta color feccia di vino i cui elementi principali sono lo schisto filladico violetto o rosso ed il quarzo. Questo grès, che non ha nulla in comune con quello del terreno secondario di Sàrdara, mi ha colpito per la grande somiglianza con quelli del bassopiano di Escalaplano e della valle del Mulargia, che sembrano rappresentare in un qualche modo il punto d'unione del gruppo eocenico occidentale appena descritto con i depositi a Ceriti di Escalaplano e a Nummuliti del Monte Cardiga.

Monastìr. Dobbiamo ora ricordare un grès che sembra ricongiungersi a quello della valle tra Siliqua e Iglesias e che ho incontrato sul versante orientale del *Monte Ollàdiri* di *Monastìr*. Questo grès (*G 36*) sembra aver subito l'influenza della trachite anfibolica che costituisce le colline della zona: può senz'altro appartenere al genere di terreni descritti in questo capitolo, indicando che l'antico mare eocenico occupava anche una grande parte del Campidano meridionale prima che l'apparizione delle trachiti modificasse radicalmente l'aspetto della zona. Mi limiterò a segnalarne l'esistenza nelle falde orientali del Monte Ollàdiri, verso *Ùssana*, senza pretendere di trarre conclusioni più dettagliate sull'estensione del terreno eocenico nella zona.

Conclusioni. Sulla base dei rapporti stabiliti in precedenza, sono portato a pensare che nell'isola esista una sorta di successione tra i depositi nummulitici dell'est e soprattutto di Monte Cardiga e quelli a Ceriti e a Millioliti della provincia di Iglesias; l'unione di questi due terreni sarebbe rappresentata dal calcare di Escalaplano, dove ho trovato il *Cerithium baccatum*, che poi diventa molto abbondante a Terra Segada e a Gonnesa. Le puddinghe violacee della vallata del Mulargia sotto i villaggi di Orroli e di Nurri verso sud e i banchi simili a ovest di Sardara si unirebbero fra loro, unendo anche, in conseguenza, i depositi dell'est con quelli dell'ovest dell'isola. Ciò lascia pensare che i Nummuliti di Orosei e del Monte Cardiga formino la parte inferiore del terreno di età eocenica e che i depositi

dell'ovest si siano sviluppati successivamente a partire dai calcari a Ceriti e a Millioliti con strati di lignite di Gonnesa; e infine che su questi ultimi si siano depositati altri banchi calcarei e alternanze di grès e di puddinghe come a Pesus, a Villamassargia e nella valle di Montevecchio, che sembrano rappresentare le ultime propaggini di questa formazione. Queste rocce furono in seguito sollevate e spostate nel periodo delle trachiti antiche delle quali non contengono alcun frammento e che si trovano chiaramente sovrapposte. Ciò si può osservare agevolmente nel *Monte Sirai* e nei monti Narcao, Essa e Murdeu, così come al nuraghe de sa Saracca vicino a Gonnesa.

Di conseguenza i grès e le puddinghe, a nostro avviso, rappresentano la fine dei depositi di questa importante epoca geologica che io collocherei, nella successione cronologica delle formazioni dell'isola, tra il termine del deposito cretaceo ippuritico di Galtellì e la formazione del calcare terziario medio del nucleo di Monreale di Bonaria, vicino a Cagliari, di cui parleremo tra poco.

CAPITOLO SETTIMO

Terreni miocenici

La collina di Monreale. L'unico punto della Sardegna in cui mi è sembrato di riconoscere un tipo di terreno senza dubbio assimilabile al periodo dei depositi terziari medî è l'interno del rilievo di *Monreale*, vicino alla *chiesa di Nostra Signora di Bonaria*, dieci minuti di strada a sud di Cagliari. Da parecchi anni sospettavo che esistesse una differenza sostanziale tra le rocce che compongono il Monreale e quelle di un'altra asperità vicina, ma i rapporti di posizione che avevo creduto di riconoscere tra i calcari delle due colline mi hanno indotto a pensare che la differenza fosse illusoria e che tutti questi terreni dovessero essere ricondotti ad uno solo, il pliocene o subappenninico.

Fu nel 1851 che un nostro amico e collega geologo inglese, il maggiore Charters, volendo farmi visita nell'isola quando ancora ricoprivo degli incarichi che nulla avevano a che fare con la geologia, visitò la collina di Monreale, dove lo avevo indirizzato perché vi osservasse le tracce della breccia ossifera; egli raccolse sul posto e nei dintorni una gran quantità di fossili che non attribuiva, e a ragione, alla formazione subappenninica, come io ero allora portato a credere: mi rese partecipe dei suoi dubbi al riguardo e della sua tendenza a ritenere l'insieme di quei fossili dei resti della fauna cretacea.

Questa divergenza di opinioni sembrava fatta apposta per esigere nuove osservazioni, che io feci senz'altro appena potei abbandonare le incombenze ufficiali per tornare alla vita privata.

Tutti i fossili raccolti da me o quelli relativi alla località in oggetto già depositati nelle teche del museo di Cagliari furono messi da parte e trasmessi al mio valente collaboratore pisano; i pezzi più importanti furono inoltre portati da me stesso a Parigi per sottoporli all'esame ed al giudizio di specialisti in paleontologia; insomma, non ho trascurato alcun particolare perché fosse fatta finalmente luce sulla questione.

Ecco, per ora, una vista della collina di Monreale ripresa da Cagliari.

Fig. 50

m, nucleo di calcare miocenico (*pietra forte*); *p*, terreno terziario pliocenico; *q*, deposito quaternario.

Questa roccia citata è un calcare compatto, spesso bianchissimo, con frattura scagliosa ed anche concoide (*H 1*), che risuona colpita dal martello; assume spesso una struttura brecciforme conservando però il colore bianco (*H 2*); infine, qualche volta, è colorata di un giallo molto vivo (*H 3*), che la fa in qualche modo assomigliare al *brocatello* spagnolo. In genere viene usata per le decorazioni interne ed esterne delle chiese cagliaritane ed è conosciuta in città col nome di *pietra forte di Bonaria*.

Esaminando con attenzione il calcare sul posto e soprattutto nelle cave di pietra forte, lo si vede formare un nucleo allungato in direzione N 30° come è dimostrato nella *Tavola IV*, che raffigura la topografia dettagliata dei dintorni di Cagliari: è coperto sia lateralmente che superiormente, in vari punti, dal grossolano calcare marnoso bianco-giallastro di cui si compongono le colline circostanti.

Ed ecco ora due sezioni, disegnate nel 1853 dalla sommità del Monreale, dalla parte di Cagliari *(Fig. 51, pagina a fianco)*.

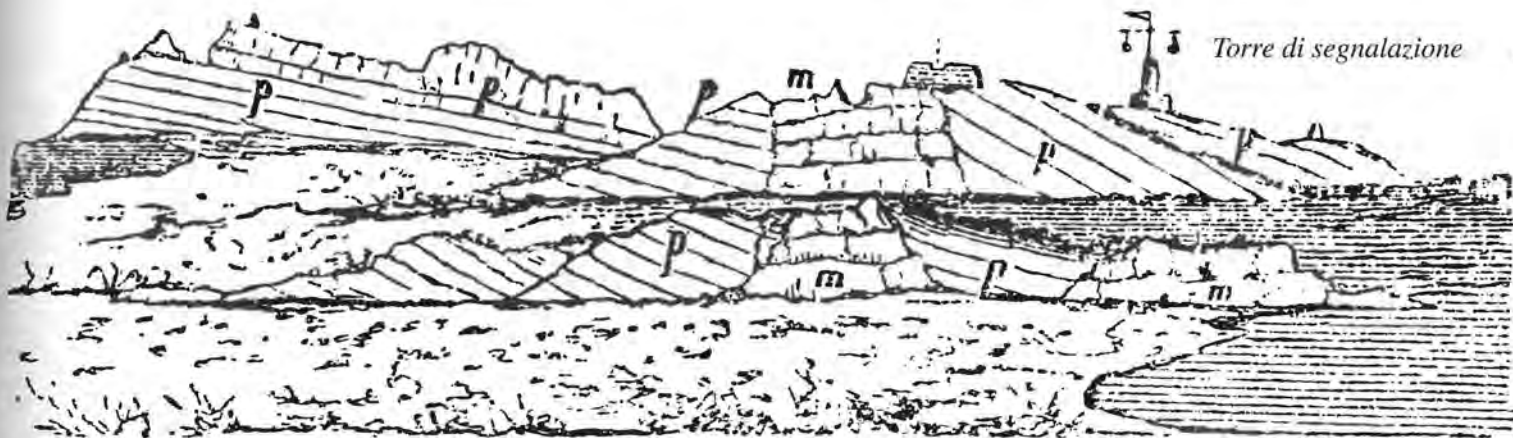
Pensiamo che queste due figure assieme alla precedente dimostrino sufficientemente la discordanza di stratificazione delle due distinte rocce; questa discordanza appare ancora più chiara quando, partendo dalla cima del Monreale, ci si addentra negli anfratti lasciati dalle cave da cui è stato tolto il calcare compatto più antico e nelle quali è rimasto al suo posto il mantello fortemente inclinato del calcare grossolano giallo subappenninico che stava al di sopra. Il fatto curioso è che nel calcare più antico del nucleo della collina, i cui strati sono pressoché verticali, si trovano delle grotte ed altre cavità naturali con infil-

Fig. 51

m, calcare miocenico; p, calcare grossolano pliocenico.

trazioni di materiale ferruginoso che ha colorato di giallo tutta la roccia. Nelle cavità stesse della roccia più antica posteriormente alla formazione del terreno subappenninico si depositarono degli strati di ferro limonitico molto argilloso e le ossa, che costituiscono la breccia ossifera di cui parleremo nel capitolo IX.

Scendendo dalla cima del Monreale verso sud, si può seguire il calcare terziario miocenico fino in basso, vicino al mare, dove è incastrato nel calcare più recente. Qui la roccia forma una specie di barriera trasversale o contrafforte tra la base meridionale del Monreale e la piana delle *saline della Palma*. La stessa roccia riappare più a sud, sopra il bagno penale di *San Bartolomeo*, nelle stesse condizioni del Monreale, cioè costituisce un nucleo circondato e ricoperto dal calcare grossolano più recente; ma sparisce subito sotto lo stesso terreno ai piedi del *forte di Sant'Ignazio*. Con la figura che segue ho cercato di dare un'idea di queste due località.

Fig. 52

m, calcare miocenico a conchiglie; p, calcare pliocenico.

Il monticello in primo piano è lo stesso che si trova contrassegnato dalla lettera B nella *Tavola IV*: si tratta di un punto molto importante per studiare i reciproci rapporti tra i due tipi di roccia: proprio in quel punto io stesso fui indotto in errore molti anni fa, quando credetti che il calcare grossolano giallastro subappenninico formasse la base del calcare bianco compatto, o brecciforme conchigliare chiamato *pietra forte;* ma studi più recenti, fatti con più attenzione, mi hanno dimostrato la precedenza della pietra forte rispetto all'altro calcare, che si è fissato nei vuoti della roccia più anziana e l'ha ricoperta fin dove ha potuto. Sono convinto che le figure, inserite nelle pagine precedenti, siano sufficienti per eliminare ogni residuo dubbio sulla discordanza di stratificazione tra i due differenti calcari.

Lo stesso contrafforte *m* in primo piano nell'ultima figura, contrassegnato dalla lettera B nella *Tavola IV* dell'atlante, è anche il luogo più ricco di fossili tra tutte le rocce in questione:

***Tavola VII**. Breccia ossifera di Monreale, presso Cagliari, com'era nel 1831.*

...sseuse de Monreale, près de Cagliari, comme elle était en 1831.

Fig. 3.

Fig. 2.

Fig. 1.

Lit. Giordana, GrandDidier & Salussolia 1855

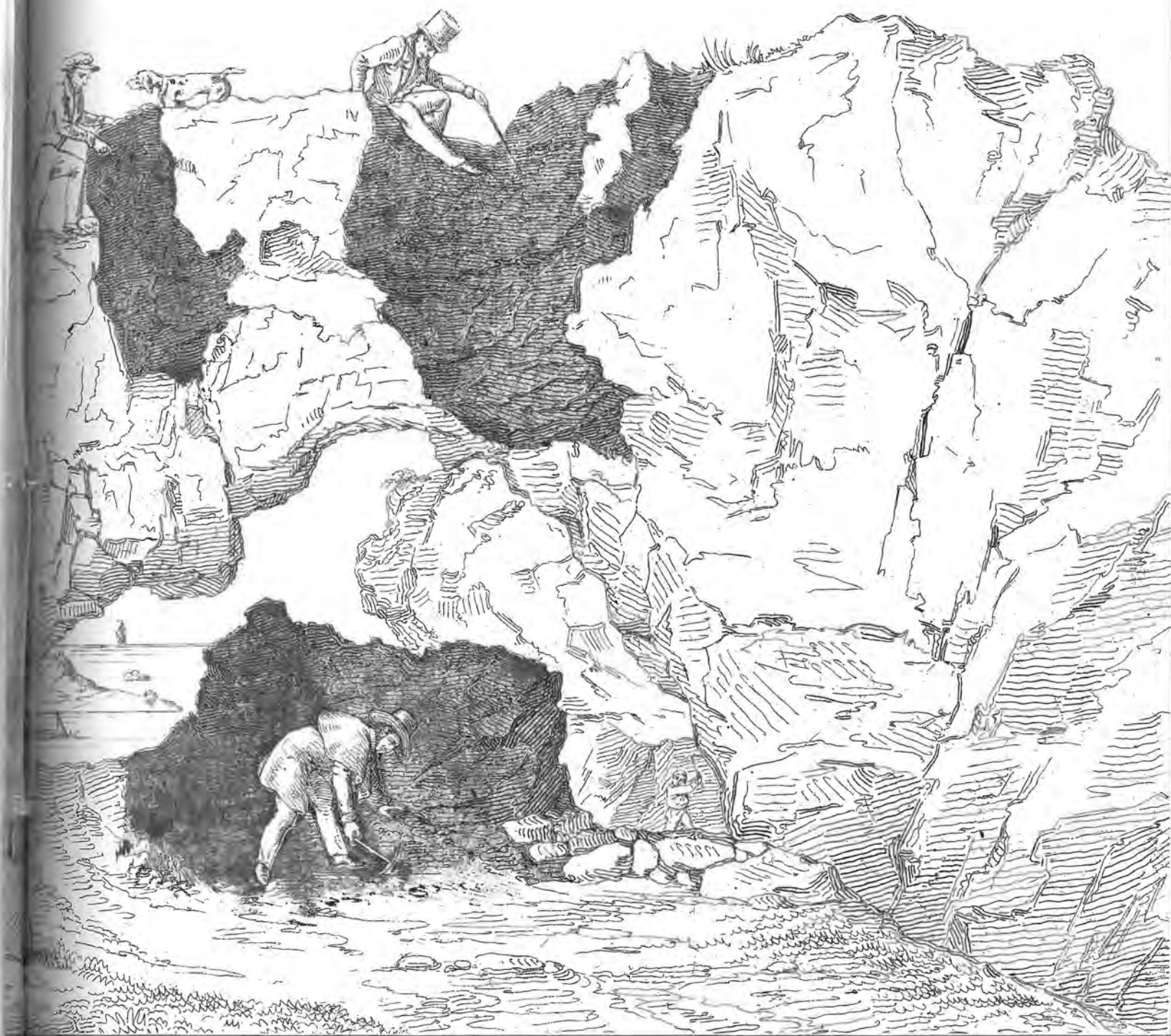
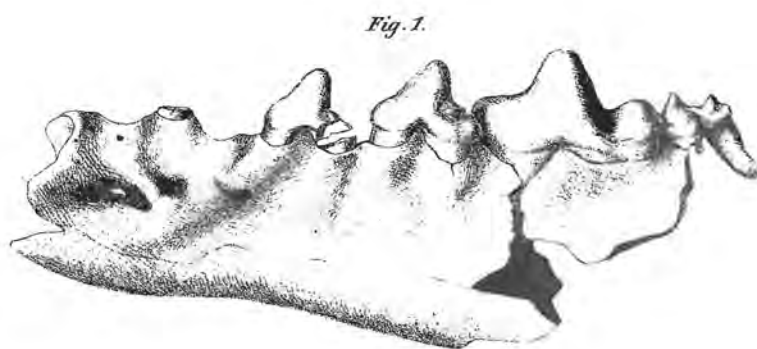
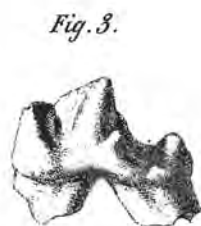
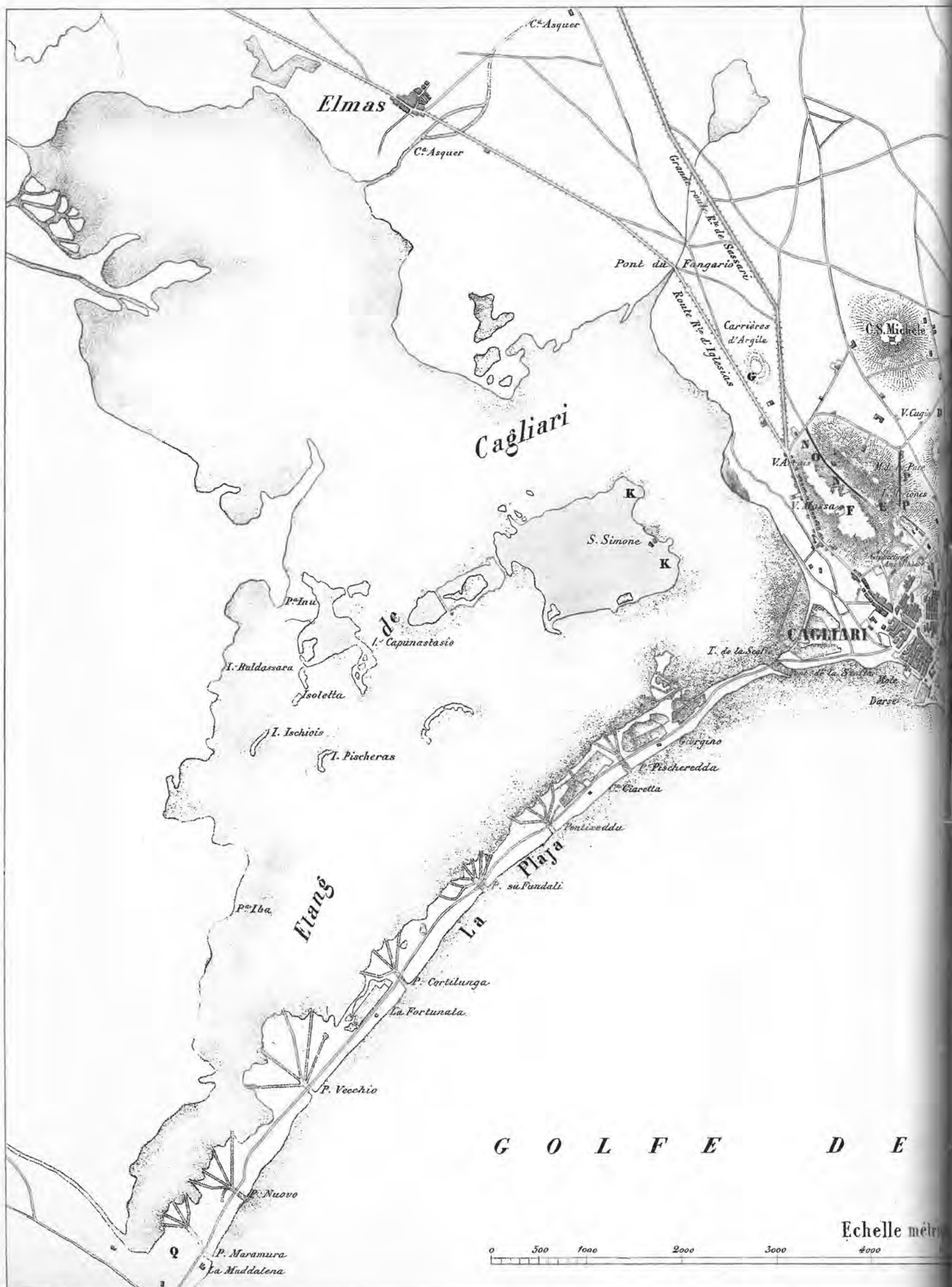



***Tavola VI**. Area di Cagliari - Carta dei dintorni della città di Cagliari, ad illustrazione dei Capitoli VII, VIII, IX della Terza Parte del* **Voyage en Sardaigne**, *del Generale Alberto De Lamarmora, 1856.*
LEGENDA DEI SIMBOLI: terreni miocenici; terreni pliocenici; terreni quaternari; spiagge sollevate.

Carte des environs de la Ville DE CAGLIARI

Pour servir à l'intelligence des Chapitres VII, VIII et IX de la troisième partie

du VOYAGE en SARDAIGNE

par le Genl. Albert de La Marmora

1856.

Teintes Conventionnelles

T. Miocène. *T. Pliocène.* *T. Quatern.re* *Plages soulevées.*

Turin, Lit. Giordana Gran. Ddidier & Salussolia

quasi tutti quelli dell'elenco che segue provengono proprio da quel punto.

Riproduco ora l'elenco tale e quale fu redatto dal Meneghini, che ne ha curato l'inserimento nella *Tavola G* (pagg. 106-107).

Carcharodon productus Agas.; *C. auriculatus* Agas?; *Sphaerodus cinctus* Agas.; *S* sp. sp. sp.; *Cancer* sp.; *Serpula crassa*? Bell.; *Strombus conoideus* Grat.; *Rostellaria* sp.; *Fascicolaria* sp., fig. 6; *Fusus* sp., fig. 8; *Nassa labiosa* Wood.; *Cassis saburon* Lk., fig. 12; *Oliva Chartersi* Mgh., fig. 7; *Conus Mercati* Broch.; *C. Noë* Broch.; *C. ponderosus* Broch.; *C. Dujardini* Desh., fig. 9; *C. Tarbellianus* Grat.?; *C.* sp.; *Cyprea Porcellus* Broch.; *C.* sp.; *Natica crassatina* Desh.; *N. sigaretina* Desh.; *N. Delboisii* Heb.; *Sigaretus striatulus* M. de S., fig. 1; *Turritella cathedralis* Brug., fig. 5; *T. tricarinata* Broch., fig. 4; *T. quadriplicata* Bast., fig. 2; *T. Turris* Bast., fig. 3; *Haliotis monlifera* Bon.?, fig. 10; *Fissurella clypeata* Grat., fig. 11; *Gastrochaena insignis* Mgh., fig. 13; *Corbula revoluta* Broch.; *Tellina* sp., fig. 14; *Arthemis orbicularis* Agas.; *Venus Chione* Lin.; *V. umbonaria* Agas.; *V. vetula* Bast., fig. 15; *V. cincta* Agas.; *Cardita Jouannethi* Des., fig. 16; *Corbis pectunculus* Lk.; *Lucina leonina* Agas.; *Cardium multicostatum* Broch.; *Chama gryphina* Lk.; *Pectunculus polydintus* Broch.; *P.* sp.; *Arca Noë* Lin.; *A. neglecta* Mich.; *A. clathrata* Bast., fig. 17; *Mytilus* sp.; *Lithodomus compressus* Mgh., fig. 18; *L. trunculus* Mgh., fig. 19; *Spondylus orbicularis* Mgh.; *Lima bonariensis* Mgh., fig. 20; *Pecten scabrellus* Lk.; *P. sulcatus* Lk., fig. 21; *P. Pusio* Lk.?; *P. opercularis* Chem.; *P. solarium* Lk., fig. 22a; *P. benedictus* Lk., fig. 22b; *P. latissimus* Broch.; *P. pyxidatus* Broch.; *Ostrea bellovaccina* Lk.; *O. callifera* Lk.; *Cladocora* sp.

Su 67 specie raccolte nella stessa località, se se ne eccettuano 6 nuove e conseguentemente ignote e 13 non esattamente riconoscibili, ne restano 48 di cui almeno la metà a mio parere è propria del terreno miocenico.

È curioso osservare che su uno spazio di appena 200 metri di larghezza per una lunghezza di due chilometri esiste una striscia di calcare compatto o brecciforme diretto all'incirca a N 30° O, più antico del terreno che lo ricopre quasi dappertutto; la striscia è troppo poco estesa e troppo stretta ed allo stesso tempo troppo interrotta e troppo nascosta perché possa consentire di trarre delle conclusioni sulla direzione seguita attualmente, che è solo apparente. Comunque penso che all'epoca dei grandi sommovimenti del suolo della Sardegna responsabili della nascita della vallata del Campidano potrebbe essersi formata una propaggine in direzione N, N-O circa che più tardi fu invasa dalle acque del mare d'epoca miocenica che formarono una baia allungata nella stessa direzione. Questa è la sola spiegazione che oserei proporre riguardo all'origine di questa roccia, unica in Sardegna.

Penso anche che la si possa paragonare al calcare grossolano esistente a Capo Ténés, in Algeria, o, meglio ancora, ad un terreno dello stesso tipo segnalato dai geologi nei dintorni di Lisbona.

La Sardegna settentrionale. Procedendo da Cagliari al nord dell'isola non ho mai trovato tracce significative di terreni che si possano ragionevolmente paragonare a quello del nucleo di Monreale; ma ho anche osservato che in alcune località il terreno subappenninico contiene, assieme ai fossili che gli sono propri, qualcuno di quelli che gli studiosi assegnano alle rocce mioceniche; ma la presenza di qualche raro fossile di questo tipo in un deposito chiaramente pliocenico non basta per stabilire una netta distinzione tra le varie parti degli strati. Per questo mi riservo di parlare di questi fossili nel capitolo seguente, dove risulteranno al loro posto dal punto di vista stratigrafico.

Ma nell'isola ed anche nel sud della Corsica esiste un terreno sedimentario posteriore alle trachiti primordiali e anteriore ai depositi subappenninici; dunque, siccome l'apparizione delle trachiti antiche della Sardegna ebbe luogo dopo il periodo nel quale si depositarono i terreni a Millioliti e a Ceriti da me ritenuti eocenici e anteriori ai depositi subappenninici, ne concluderò che l'età geologica del terreno di cui ci stiamo occupando e che si distingue completamente dagli altri debba essere la stessa nella quale si formarono quei depositi che vengono chiamati miocenici.

Questi terreni hanno un grande sviluppo nella Sardegna del nord (soprattutto nei pressi di Castelsardo) e sono stati osservati anche vicino a *Bonifacio*, in Corsica: in particolare in Sardegna si trovano in vari strati molto regolari di tufo pomiceo contenente silice ed anche tracce fossili di piante; in altri luoghi si tratta invece di calcare di acqua dolce con piante e con letti, o nuclei, di selce piromaca. Siccome la prima origine del tufo pomiceo è considerata plutonica, rinvio al capitolo XIII la descrizione dei terreni relativi per occuparmi qui esclusivamente dei depositi di calcare di acqua dolce a selce.

Òschiri. Il villaggio di *Òschiri* si trova in una pianura, o meglio in un bacino circondato da masse di trachiti antiche e di granito. Il tufo pomiceo che copre una gran parte della piana lascia il posto, proprio nel paese, ad un calcare d'acqua dolce privo di conchiglie, ma con tracce di fossili vegetali tra i quali si riconosce una pianta già trovata in un considerevole deposito di tufo simile presso *Castelsardo* di cui parleremo nel capitolo XIII. Questa pianta viene chiamata dal Meneghini *Tiphaelopium plutonis* ed è raffigurata nella *Tavola H*, *figura 1*: appartiene ad un genere da riferire all'epoca dei terreni terziari medî o miocenici.

Il calcare d'acqua dolce di Òschiri (*H* 1*) è compatto e giallastro e contiene filoni molto regolari di selce bruna; talvolta passa ad un calcare molto siliceo ma poco spesso che nella parte inferiore mostra una superficie reticolata in rilievo (*H* 2*); questo fatto sembra dimostrare che questo materiale è stato depositato su un terreno unito, già screpolato in superficie, per cui si è modellato sulle fenditure preesistenti del terreno sottostante. Lì vicino spuntano da questo terreno dei tronchi d'albero dicotiledoni anch'essi di tufo pomiceo, ma di cui è difficile determinare il genere (*H* 3*); il 'legno' è divenuto bituminoso verso l'esterno e siliceo in superficie. Alcuni tronchi raggiungono un'altezza di circa 30 cm.

La stessa roccia passa ad una specie di marna grigio-bruna, suddivisa in sottili strati o, meglio, in fogliettature di silice (*H* 4*).

Pèrfugas e Martis. Un calcare d'acqua dolce simile si trova anche nella valle di Pèrfugas, che è un paese costruito con pietre del calcare stratificato che si trova alternato a banchi di silice bruna, che costituiscono il suolo stesso del paese. Più in basso, verso il fiume *Coghinas* e soprattutto sulla strada che si percorre per andare da *Martis* a *Tempio*, presso l'antica *Scaffa*, si possono osservare delle marne foglicttate color grigio-sporco inframmezzate da sottilissimi strati di silice nerastra (*H* 5*) sono evidentemente la continuazione della roccia d'acqua dolce di Perfugas, che si estende dal paese fino al *castello dei Doria*; ma l'ho riconosciuta anche al di là di questo punto, nella pianura di *Santa Maria*.

È più agevole però studiare il giacimento di silice nel vallone che va dal nuovo ponte sul Coghinas verso il villaggio di Martis. Lungo la riva destra del corso d'acqua che scorre nel vallone e che si risale per andare da Tempio a Martis, il suolo è letteralmente ricoperto da frammenti e da blocchi più voluminosi di silice piromaca, porosa e cariata, grigia o nerastra. Si tratta di frammenti di antichi strati di roccia d'acqua olce o di filoni della stessa silice che attraversano il tufo pomiceo.

Quest'ultimo appare quasi subito quando ci si avvicina a Martis, dove è accompagnato da un deposito di calcare siliceo con tracce di piante fossili e di qualche piccola *Planorbis*.

Mi riservo di descrivere a suo tempo il tufo pomiceo di questo paese: per ora dirò solamente che esso è manifestamente posteriore alla trachite antica che forma i monti dei dintorni e che sta sotto una stratificazione discordante di banchi di terreno terziario subappenninico. Questo mostra a *Monte Franco di Martis* una faglia di cui si parlerà più avanti. Occorre comunque osservare che il tufo pomiceo di questa località, attraversato da venature di silice, si trova esattamente sul versante S-E della grande massa trachitica di *Nulvi*; ma la base N-O dei

stessi rilievi è ricoperta vicino al mare dal deposito di tufo pomiceo dei dintorni di Castelsardo, dove altresì si trovano venature di silice ed anche le stesse piante fossili osservate nel calcare siliceo di Òschiri.

Le marne di Campo Mela. Ora non mi resta che ricordare la presenza di certe marne grigiastre contenenti frammenti di piante carbonizzate, alle quali purtroppo non ho a suo tempo posto sufficiente attenzione: si trovano lungo la strada reale tra *Codrongianus* e Sassari, nella piana di *Campo Mela*: esse poggiano anche in questo caso su tufo pomiceo e supportano la massa del terreno terziario subappenninico. Si osservano i banchi di marna formare le pareti della strada reale stessa da Cagliari a Sassari all'altezza o, piuttosto, sotto i paesi di *Cargeghe* e *Muros*. L'analogia esistente tra la posizione geologica di questa roccia e quella dei depositi appena citati mi fa pensare che le stesse marne non debbano essere confuse col terreno terziario superiore. Sono più propenso ad assimilarle al tufo pomiceo ed al calcare d'acqua dolce, con silice e frammenti di fossili vegetali citati fino ad ora. Per rafforzare questa opinione aggiungerò che, sempre a Campo Mela, il tufo pomiceo si trova tra le trachiti antiche e gli strati di terreno subappenninico, come si può facilmente osservare seguendo le due strade che conducono dalla strada reale a *Ploaghe*. Anche all'ingresso di questo villaggio, verso ovest, si trovano dei tronchi di legno bituminoso e penetrato dal silice (*I 48*), posti nelle stesse giaciture di quelli già segnalati, non molto lontano, a Òschiri.

Le marne grigie di Campo Mela furono portate allo scoperto quando si lavorava per la costruzione della strada reale; dopo di allora non ho più avuto occasione di studiarle, ma le segnalo all'attenzione dei geologi che prossimamente visiteranno questi luoghi. Penso infatti che non debbano essere confuse con le rocce di Muros e di Cargeghe, da inserire tra i depositi subappenninici.

Queste marne contengono, come dicevamo, resti di piante carbonizzate che sembrano provenire dalla flora del periodo miocenico; purtroppo i campioni raccolti nel 1824 furono affidati a delle persone che fecero confusione con le etichette, così da renderle inutilizzabili per gli studi futuri.

CAPITOLO OTTAVO

Il terreno terziario subappenninico (Pliocene)

Un "canale" pliocenico? Se si dà un'occhiata alla carta geologica dell'atlante e, soprattutto, se si esamina attentamente la *figura* 7 della *Tavola IIb*, si può osservare che il terreno oggetto di questo capitolo forma lungo la base della grande dorsale granitica e schistosa dell'isola, dal lato ovest, una specie di canale lungo e stretto che assume inizialmente una direzione N-S, ma poi NO-SE, compiendo verso ponente un gomito ottuso, unico punto in cui questo deposito non sia incastrato nelle masse di roccia preesistente.

Nella stessa figura si vedrà che la parte settentrionale del canale è, per così dire, aperta nella grande massa di trachite primordiale i cui numerosi isolotti spuntano qua e là in mezzo al terreno subappenninico: altrettanto accade per numerosi gruppi di monti trachitici più recenti. Nella parte meridionale dello stesso canale la trachite antica è, al contrario, molto lontana dal terreno terziario superiore; ma, in compenso, si possono osservare degli isolotti di trachite anfibolica e fonolitica che hanno formato certe strisce dirette esattamente nella stessa direzione (NO-SE).

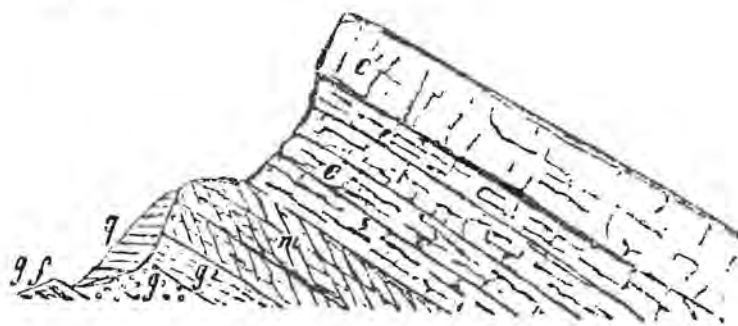
Ecco perché, riferendoci anche ad altre osservazioni, possiamo concludere che il mare, che ha depositato i terreni terziari in questione, ha senza dubbio invaso la Sardegna solo lungo la grande massa delle trachiti antiche che era già stata smantellata per una qualsiasi causa nella zona settentrionale. Questa causa sembra da riferire all'apparizione delle trachiti anfiboliche e fonolitiche, venute alla luce tra i primi e gli ultimi depositi dell'epoca subappenninica.

Lo studio dei fossili del nòcciolo miocenico del Monreale di Bonaria, vicino a Cagliari, di cui si è parlato nel capitolo precedente e soprattutto la ben definita differenza di stratificazione esistente tra questa roccia e quella del calcare grossolano che la ricopre, sono argomentazioni sufficienti a permetterci di inserire senza dubbio alcuno gli strati superiori della collina tra quelli della formazione subappenninica; ciò anche perché proprio questa roccia viene nell'ordine geologico dei depositi terziari immediatamente dopo quello che ho convenuto di chiamare terziario medio o miocenico.

D'altra parte quasi tutti i fossili che vi sono stati raccolti fino ad ora ci conducono alla stessa conclusione. Si tratta dunque di un doppio vantaggio per il nostro discorso: iniziare il capitolo dal punto più meridionale dell'isola ed allo stesso tempo dal più caratteristico, dati i suoi rapporti col deposito immediatamente più antico.

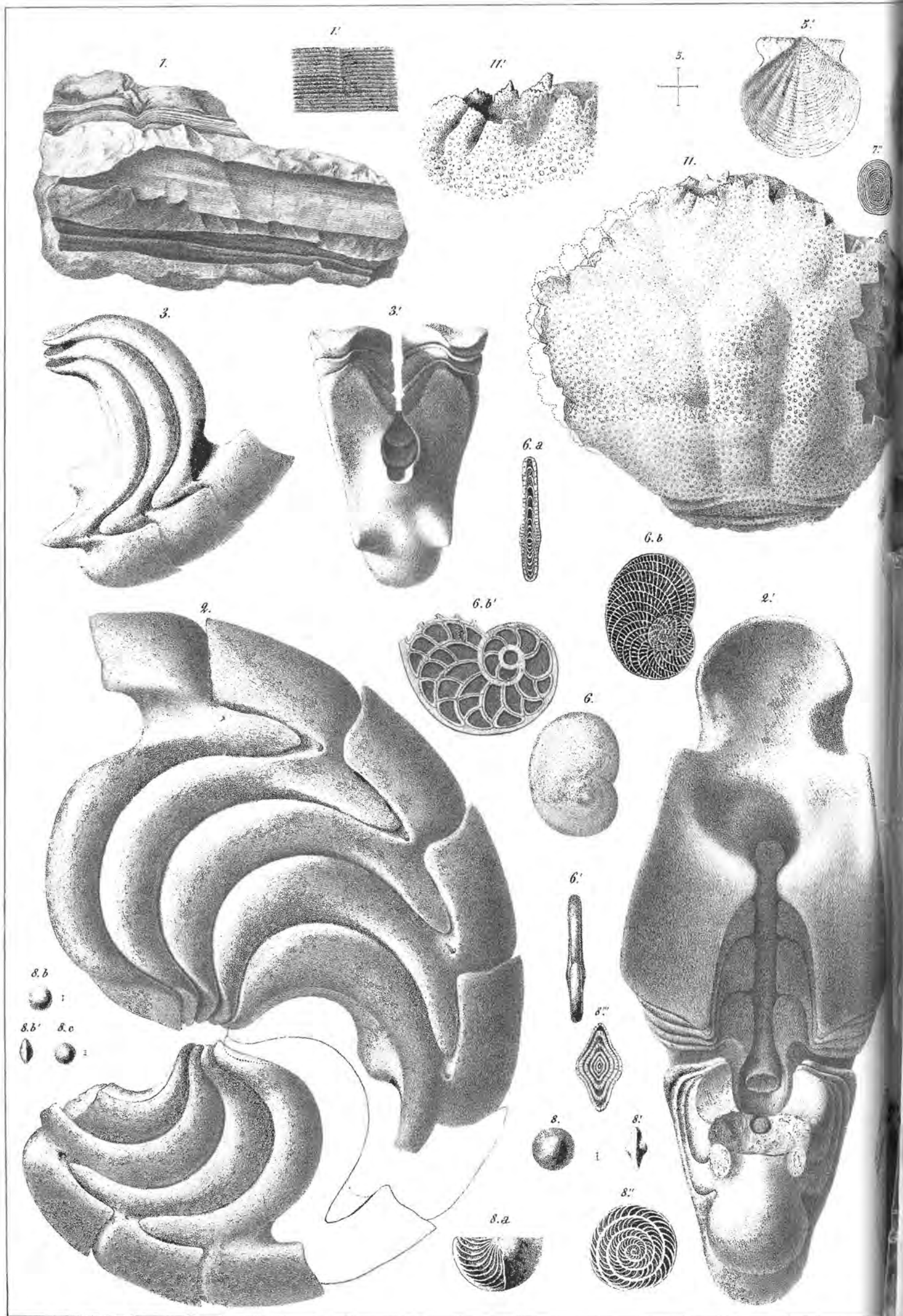
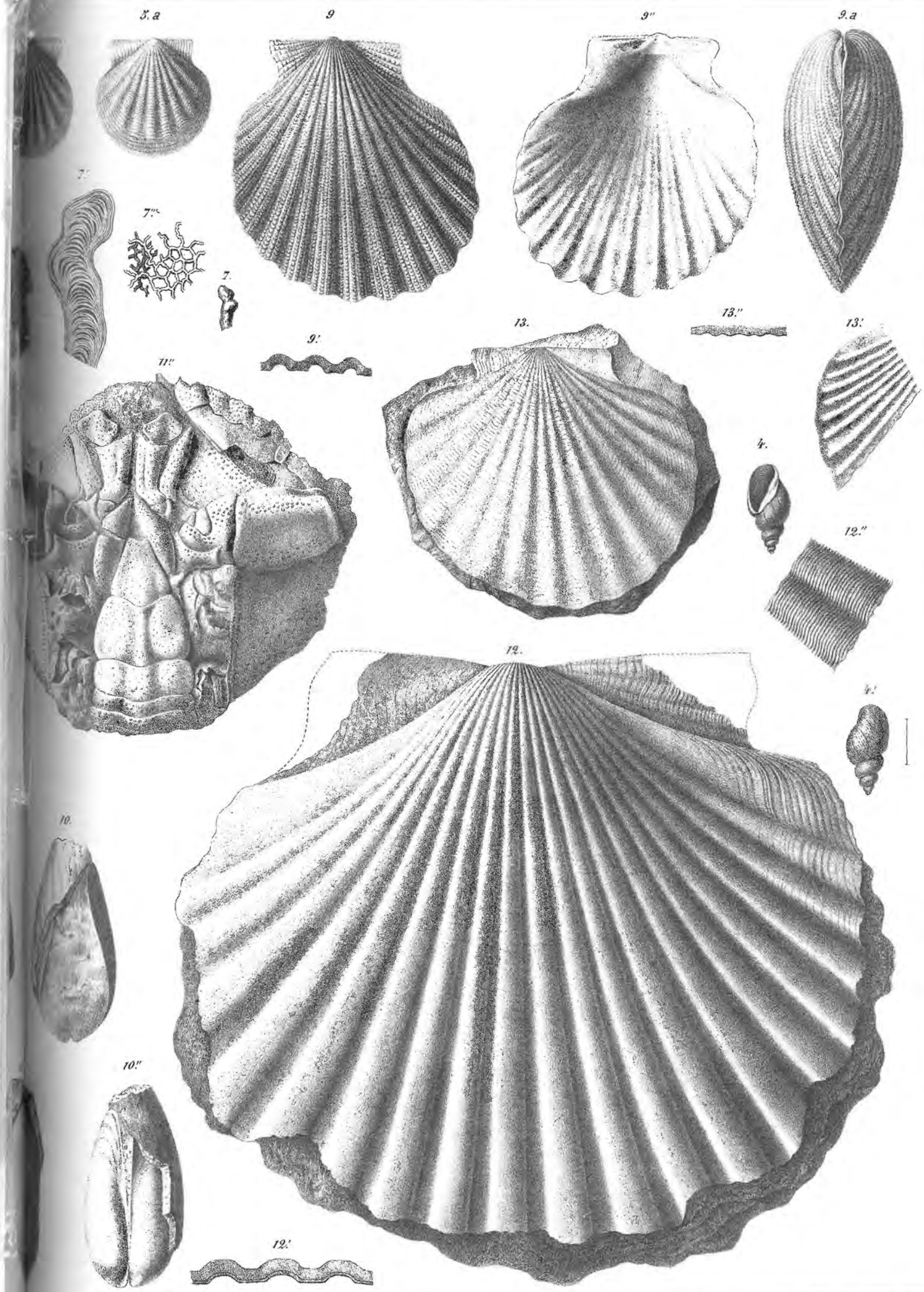
La penisola di Sant'Elia. La *penisola di Sant'Elia*, a sud di Cagliari (rappresentata nella figura qui sotto e nella *Tavola IV*), è essenzialmente formata da un unico deposito (escludendo il nucleo di terreno miocenico alla base del forte di Sant'Ignazio). Siccome gli strati del deposito sono chiaramente inclinati verso S-O, li descriveremo procedendo dalla riva del mare verso est. Quando vi è la bassa marea e si può camminare ai piedi della grande falesia rivolta a N-E, si possono vedere subito dei banchi di grès sabbioso e verdastro (*L 1*), contenenti qualche nucleo di idrossido di ferro. Segnalo questo deposito perché avremo occasione di trovarne di simili, alla base delle stesse rocce, in altre località dell'isola.

Sopra gli strati di grès giallo-verdastro se ne trova uno di grès grossolano a cemento calcareo pieno di frammenti di quarzo e di feldspato rosso, provenienti evidentemente dai monti granitici vicini (*L 2*). Al grès grossolano ne succede uno a grani più fini e poi uno friabile, che assume l'aspetto di sabbia incoerente; su quest'ultimo si adatta, in stratificazione discordante, un calcare marnoso, a sua volta ricoperto da un calcare grossolano, bianco o giallo-isabella chiaro, i cui strati superiori acquistano una maggiore compattezza. Ecco la sezione della parte orientale della penisola di Sant'Elia.

Fig. 53

gf, grès verdastro con nuclei ferruginosi; *g*, grès a grossi elementi di quarzo e a frammenti di rocce granitiche; *g'*, lo stesso grès ma ad elementi più fini; *c*, calcare marnoso; *c'*, calcare grossolano, bianco o giallastro, più fino; *q*, deposito quaternario.

Tutti gli strati in questione giacciono in direzione pressappoco NO-SE, con un'inclinazione di 14° verso S-O. Dato che è attraversata da un valloncello in senso N-S, la penisola si trova divisa in due parti distinte; per questo all'estremità meridionale della piana riappare, vicino al mare, il grès sabbioso verdastro con idrossido di ferro già segnalato nella parte orientale. Gli strati, fortemente inclinati, sono coperti, a *Is Mesas*, da un deposito orizzontale di grès quaternario di cui parleremo nel capitolo seguente (v. la *Tavola III*, *figura VIII*; e anche *H*, *Tavola IV*).

***Tavola H**. Fossili miocenici e pliocenici. Vedi anche APPENDICE, pag. 258-259.*

Torino, Lit. Giordana, GrandDidier e Salussolia.

Perda Liada. A ovest le marne verdastre sono ricoperte dagli stessi strati di calcare giallastro grossolano che avevamo segnalato verso est; è su questo calcare che s'innalza la *torre dei segnali* (o *Semaforo*), così come il forte Sant'Ignazio, già citato in precedenza. Lo stesso terreno di fronte alla Torre dei segnali forma l'isolotto di *Perda Liada* (v. *Tavola IV*).

Il calcare giallo della penisola di Sant'Elia è più ricco di fossili del grès che lo ricopre: in quest'ultimo si trovano appena alcune ostriche e qualche pettine; alla base della torre dei Segnali e vicino alla *torre* detta *del Lazzaretto*, si vedono spuntare dalle pareti della roccia calcarea i caratteristici *Pecten cristatus* Bron.; accompagnati da Spatanghi (*I 3*) paragonabili soprattutto agli *Schizasters*, *eurynotus* e *graecus* Agas. Dirò qui, una volta per tutte, che questo calcare mi ricorda sotto molti aspetti quello che forma quasi per intero le isole di Malta e di Gozo, ma anche quelli che ho studiato in Sicilia, alle Baleari, a Cadice e a Orano; senza contare quelli dell'Astigiano e di parecchie altre località italiane (e, aggiungo, il calcare greco detto *marmo poros*).

Monte Urpino. Non starò a ripetere quello che ho già detto precedentemente a proposito della sovrapposizione del terreno di cui ora si parla al nucleo più antico che lo ricopre da ogni parte nel Monreale di Bonaria; diremo solamente che queste due rocce di differente epoca si trovano spesso così unite l'una all'altra che nelle cave siamo riusciti a raccogliere dei campioni comprendenti entrambi i calcari tra loro aderenti (*I 4*).

Aggiungo che il monticello del Monreale si unisce, verso est, ad un'altra collina allungata in senso NE-SO, chiamata *Monte Urpino*, rappresentata nella *figura 50*. La parte superiore ed occidentale di quest'ultima è formata, come quella del Capo di Sant'Elia, da strati differenti di calcare grossolano giallastro; mentre verso est il declivio mostra sotto il calcare una successione di banchi arenacei che nella parte inferiore passano, nei pressi dello *stagno di Molentargiu*, a veri e propri strati sabbiosi privi di fossili.

La collina di Cagliari. La collina su cui sorge Cagliari non è che un duplicato di quelle di Sant'Elia e di Monte Urpino: i vari strati di cui si compone hanno anche in questo caso una pendenza verso S-O e si rialzano verso N-E in modo che chi studia quest'ultima parte può facilmente individuare tutta la successione. Nel caso dei terreni di Cagliari questa può essere studiata ancor più facilmente se si esce dalla città verso nord, dopo aver oltrepassato la polveriera e l'antica *Villa Sotto Major*. Se da questo punto si imbocca la strada segnata *PP* nella *Tavola IV*, in direzione di *Pirri* e costeggiando la vigna Cugia, lungo la discesa si vede, come ad est di Monte Urpino, il calcare grossolano sopra banchi regolari di un deposito sabbioso.

Ma se, giunti alla pianura, si continua verso Pirri seguendo una strada leggermente incassata, non si tarda a trovare una specie di marciapiede naturale formato dagli strati che meglio hanno resistito alla erosione; uno di questi strati è intercalato nelle formazioni sabbiose. È inclinato leggermente a S-O di 20° ed il suo spessore è di circa 0,25 m; si compone di un calcare grossolano, giallastro, pieno di orme di conchiglie ammucchiate le une sulle altre e conseguentemente in parte alterate. Tuttavia, dato che questo calcare non è che un vero e proprio ammasso di conchiglie (*I 5*), la composizione subappenninica ci ha permesso di chiarire la sua età geologica.

Ecco l'elenco dei fossili estratti che furono identificati a Pisa:

Turritella subangulata Br.; *T. vermicularis* Br.; *Trochus patulus* Br.; *Turbo rugosus* L.; *Solarium simplex* Brn.; *Strombus Bonelli* Brongn.; *Aporrhais pespelecani* Da C.; *Conus ponderosus* Br.; *Fusus rostratus* Br.; *F. longiroster* E. Sism.; *Pleurotoma ramosa* Bast.; *Mitra scrobiculata* Broch.; *Cancellaria cancellata* Lk.; *Cassis suburon* Lk.; *Nassa prysmatica* Br.; *N. semistriata* Br.; *N. mutabilis* Dsh.; *N. costulata* E. Sism.; *Dentalium strangulatum* Desh.; *Mactra triangula* Ren.; *Corbula gibba* Br.; *Venus Genei* Mich.; *V. erycinoides* E. Sism.; *V. venetiana* E. Sism.; *V. cincta* Ag.; *V. umbonaria* Ag.; *V. senilis* Br.; *V. Chione* L.; *Cardium sulcatum* Lk.; *C. rusticum* Chem.; *C. ciliare* L.; *C. aculeatum* L.; *Cardita intermedia* Lk.; *Arca mytiloides* Br.; *A. pectinata* Br.; *Lunulites Androsaces* Michl.; *Eschara biaperta* Michl.; *Flabellum Avicula* Michl.; *F. Michelini* Edw. Haim.; *F. Basteroti*? Edw.; *F. subturbinatum* Edw. Haim.

La formazione di questo calcare giallo si perde ben presto nelle marne biancastre dei dintorni di Pirri di cui parleremo tra poco. A mio parere è molto importante stabilire attraverso questo banco fossilifero una base certa per i terreni sabbiosi e calcarei di Cagliari; dato che non ignoriamo affatto che essi sono corrispondenti a quelli di Sassari e di conseguenza a quelli di Bonifacio in Corsica, essi si trovano generalmente classificati nella formazione terziaria media da molti, che però non hanno affatto studiato a fondo i terreni della Sardegna. Per quanto mi riguarda non ho nessun dubbio al proposito: 1) per la posizione relativa dei due terreni che formano il Monreale di Bonaria; 2) per la presenza del banco giallo conchigliare citato, che si trova tra le sabbie della base delle colline di Cagliari; 3) per gli stessi fossili del calcare grossolano superiore di cui stiamo per parlare.

Per concludere la descrizione dei terreni di Cagliari, partiremo dalle marne bianche fogliettate di Pirri (che ben presto ritroveremo a *Sinnai*, alla base dello stesso tipo di terreno). Su queste marne non fossilifere poggia il deposito stratificato sabbioso nel quale si intercala il banco di calcare fossilifero; le sabbie continuano fino alla metà della salita e sopra di esse si trova un calcare dapprincipio marnoso, poi grossolano, talvolta bianco, tal'altra giallastro-isabella chiaro. Proprio in questo calcare sono state aperte, fin dal periodo cartaginese e romano, le principali cave di pietra da costruzione di Cagliari, chiamata localmente *pietra cantone* (*I 6*).

Is Meriones. Le antiche cave sono in parte crollate a N-O della città lasciando comunque delle testimonianze della struttura originaria della roccia, tra le quali la più notevole è un lungo monolito isolato che io ho visto ancora accompagnato da altri blocchi verticali simili, che localmente vengono chiamati *Is Meriones*. Quello che resta ancora in piedi mostra una stratificazione del tutto simile a quella dei banchi che formano la collina vicina, che hanno una pendenza verso S-O.

Vicino ai Meriones si può osservare ancora una cima leggermente arrotondata, chiamata *Monte della Pace*, che fa da corona a tutti gli strati del terreno di Cagliari ed è composta essenzialmente di calcare biancastro tendente al cristallino e privo di fossili: lo si direbbe quasi un vecchio deposito di acqua dolce (*I 7*); superiormente esso assume anche una colorazione leggermente grigia (*I 8*), ma l'uso che se ne fa per ottenerne ottima calce, il lento passaggio a calcare grossolano bianco o giallo-isabella che lo ricopre con una stratificazione concordante e, infine, i fossili marini che vi sono contenuti, non lasciano alcun dubbio sulla effettiva posizione geologica di tutto questo terreno.

Ecco ora la lista dei fossili:

Clypeaster crassicostatus Agas.; *Perna maxillata* Sow.; *Conus pelagicus* Broch.; *C. Mercati* Broch.; *Ficula intermedia* Sism.; *Fusus longiroster* Sism.; *Trochus patulus* Br.; *Venus Chione* L.; *Cardium rusticum* Chem.; *Arca diluvii* Lamk.; *Panopaea* sp. indet.; *Lucina spuria* Dsh.; *L.* sp. indet.; *Tellina* sp. indet. Vi aggiungiamo anche il *Pecten karalitanus* Mgh., *Tavola H*, *figura 12*, che sembra provenire dalle stesse cave, ma che non è stato raccolto da me, come si vedrà più avanti.

Il versante occidentale del Monte della Pace è separato, attraverso una piccola depressione, dalla cresta della collina che domina il sobborgo di Sant'Avendrace e che si presenta tutta perforata da grotte sepolcrali romane, praticate nella roccia calcarea; ma quasi in cima alla collina si trova una casupola rurale chiamata un tempo *Vigna Massa* dove nel 1824 è stato praticato lo scavo di un pozzo ad una profondità di più di cento metri da cui è giunta in superficie, come materiale di estrazione, una marna bluastra e leggermente sabbiosa (*I 9*). L'esame fatto allora di questo materiale mi ricordò la marna blu subappenninica così comune in numerose località italiane. Vi raccolsi anche qualche fossile tra cui Telline e Lucine d'aspetto pliocenico

Uno scavo simile fu fatto quasi nello stesso periodo alla polveriera di Cagliari e anche da questo fu estratta la stessa marna bluastra sabbiosa; purtroppo allora non feci troppo conto di questa osservazione, ma non posso non ricordarla adesso, dato che prova l'esistenza della marna bluastra sotto il calcare grossolano delle colline di Cagliari. Ma il fatto che conferma ulteriormente questo dato fu la perforazione di un pozzo artesiano iniziato dal signor Mulot figlio vicino alla chiesa di *San Lucifero*, a est della città, e spinto fino alla profondità di 300 metri prima di essere abbandonato. Durante quella lunga perforazione, durata parecchi anni, la sonda portò alla superficie solamente la marna grigio-bluastra che si trova sotto il calcare grossolano.

Presso l'anfiteatro romano questa roccia assume una struttura poco compatta: è tenera e si lascia facilmente tagliare con la scure e con la sega. Mi sembra superfluo descriverne tutte le varietà, che vanno dal bianco candido al giallo-isabella chiaro (*I 10, 10bis*). Vi si trovano alcuni fossili, tra i quali ricorderò:

Pecten opercularis Lk.; *P. scabrellus* Lk.; *P. cristatus* Bron.; *P. burdigalensis* Lamk.; *Ostrea Virleti* Desh.; *Retepora echinulata* Blainv.; *Schizaster eurynotus* Agas.

A nord delle colline di Cagliari, nella parte della pianura compresa tra la strada reale per Sassari e quella per Iglesias e prima di arrivare al *Rio del Fangario*, il terreno è crivellato da una grande quantità di scavi praticati nell'argilla, che viene estratta per farne dei mattoni molto ordinari. Le cave sono praticate in un terreno marnoso che va dal grigio al giallastro e con una stratificazione che ha lo stesso senso del calcare grossolano delle colline di Cagliari; e questo ci porta a considerare tale marna come la parte inferiore del sistema delle colline. Potrebbe essere venuta allo scoperto per una qualsiasi causa di denudamento. Gli strati di questo deposito sono formati in particolar modo da marna grigia contenente qualche conchiglia (*I 11, 12*), che passa anche ad un grès quarzoso calcarifero (*I 43*). I fossili più interessanti che vi ho raccolto sono una specie di *Venus* ed una *Tellina*, entrambe indefinibili, che si polverizzarono a contatto delle dita; ma nel grès, che è più solido, trovai il *Pecten cristatus*, il *P. opercularis* e la *Corbula gibba*: la presenza di questi fossili non lascia alcun dubbio sull'età pliocenica di quelle marne.

La curiosità delle marne di queste cave consiste dal fatto che esse sono attraversate in superficie, in vari sensi, da filoni di calce bianchissima e pulvirulenta che credo di dover attribuire all'epoca dei depositi quaternari, come diremo nel capitolo seguente. Ho visto la stessa caratteristica al bastione Del Sur a Cadice.

Sìnnai. La roccia calcarea di Cagliari è addossata alle pendici dei Monti dei *Sette Fratelli*, siluriani e granitici, e di quello di Sìnnai; si può osservare benissimo questa sovrapposizione all'uscita da quest'ultimo paese, verso N-E. All'inizio si trovano dei monticelli formati da banchi di grès verdastro a cemento calcareo, corrispondente in modo esatto a quello già segnalato alla base orientale della penisola di Sant'Elia, vicino al mare. In quello di Sìnnai si ritrovano i nuclei di idrossido di ferro già ricordati in precedenza. Il grès a grana fine dei dintorni del villaggio poggia su una puddinga formata da ciottoli arrotondati di quarzo, di granito, di pegmatite rossa e di frammenti di rocce siluriane, cementate da un agglomerato calcareo (*I 14*): ciò costituisce la vera base del terreno terziario di questi luoghi, dove poggia sia su schisti siluriani, sia su pegmatite.

Successione dei terreni. Le puddinghe ed i grès in questione sottostanno a loro volta a una marna fogliettata di colore bianco-giallastro (*I 15*), che costituisce il suolo di Sìnnai; nello stesso punto passa ad una specie di calcare marnoso giallo, che mi è sembrata roccia modificata (*I 16*). Questi terreni si prolungano nella piana che separa il paese dalle colline di Cagliari. Le marne segnalate vicino a Pirri si legano in modo quasi inavvertibile a quelle di Sìnnai, così da poter stabilire la seguente successione di tutti i terreni citati:

1. Puddinga formata da ciottoli di quarzo, di granito, ecc., su terreni preesistenti, a N-E di Sìnnai.
2. Grès marnoso verdastro con nuclei di idrossido di ferro: a Sìnnai ed a Capo Sant'Elia.
3. Marna bianca fogliettata a Sìnnai e nei dintorni di Pirri.
4. Banco di calcare giallastro fossilifero all'interno dei depositi sabbiosi della pianura, tra Pirri e Cagliari (è il luogo contrassegnato con *D* nella *Tavola IV*).
5. Considerevole sviluppo di strati sabbiosi alla base orientale dei monti di Cagliari: vigna Cugia e Monte Urpino verso lo stagno.
6. Calcare marnoso grossolano con strati e lembi di marna bluastra; pozzi artesiani Massa e della Polveriera; cave di marna del Fangario.
7. Calcare bianco o giallo-isabella, fossilifero: tutte le colline dei dintorni di Cagliari, anfiteatro, convento dei Cappuccini, Capo Sant'Elia, Monte Urpino, mantello del Monreale di Bonaria.
8. Calcare compatto: sommità del Monte della Pace, Grotta della Vipera e sobborgo di Sant'Avendrace.

Mi sono abbastanza dilungato su questi terreni perché ho pensato che, nell'interesse della scienza, sia opportuno descriverli adeguatamente per poter stabilire meglio la loro reale età geologica. Inoltre questa descrizione ci eviterà di tornare sull'argomento quando tratteremo di altre formazioni dello stesso genere che avrò occasione di segnalare nella parte centrale dell'isola.

I terreni meridionali. Il terreno terziario subappenninico, come già ho fatto osservare, forma in Sardegna due strisce centrali, una delle quali va in direzione N-S, mentre l'altra va da N, N-O verso S, S-E: esse si ricongiungono verso ovest, dove formano un angolo ottuso. I confini orientali di quella parte che costituisce il suolo di Cagliari sono rappresentati dai dintorni di *Mara Calagonis*, *Sìnnai*, *Solèminis*, *Sicci* e *San Pantaleo*, *Sant'Andrea*, *San Basilio*, *Donigalla*, *Seurgus*, *Mandas* e *Nurri*.

Il terreno di Mara Calagonis, a est di Cagliari, è generalmente marnoso e si infiltra nei monti granitici fino quasi alla chiesa di San Basilio alla base dei *Sette Fratelli*: non è altro che una ripetizione di quello che è stato segnalato vicino a Sìnnai.

A Solèminis, Sicci e San Pantaleo si trovano gli stessi terreni, ma vicino all'ultimo di questi villaggi appaiono nuovamente il grès sabbioso e la puddinga formata da frammenti siluriani, quarzosi e granitici. La base della formazione terziaria si prolunga fino ai piedi delle montagne siluriane che separano *Paùli Gerrei* da San Pantaleo, ad est del quale il terreno terziario forma una vera e propria puddinga o specie di *Nagelflue*; più lontano, a ovest del paese, vi sono al contrario marne spesso fogliettate, grigie o biancastre e perfino bluastre, che si mostrano sotto forma di solidi massicci, inclinati verso S-O, legati dal basso in alto ai terreni delle colline di Cagliari.

A *Sant'Andrea Frius* il suolo è formato da schisto siluriano e da pegmatite; vi si trovano comunque anche lembi di terreno terziario che poggiano su queste rocce: si tratta di strati molto sottili, interessanti solo per la grande quantità di pettini che contengono. Vi si trovano soprattutto dei *PP. jacobaeus* e *medius*.

La Trexenta. La piana della *Trexenta*, nota per la sua fertilità, è interamente formata da terreno marnoso. A est del *ponte di Bangius*, a sud del villaggio di *Senorbì*, si possono osservare, ai piedi del *Monte Uda*, dei banchi di arenaria quasi orizzontali poggianti sullo schisto e sul granito che formano la base del terreno terziario.

Gli stessi banchi bordeggiano ad est il medesimo bacino e continuano fino a San Basilio e a Seurgus, dove si ritrova un calcare marnoso bluastro nelle fenditure e passante al grès che contiene, nella parte inferiore, dei ciottoli di rocce molto antiche; queste formazioni, in genere, sono prive di fossili.

Nurri. I medesimi grès stratificati e "sonori" di Seurgus si

ritrovano anche nel grosso paese di Mandas e continuano verso N-E fino a Nurri. Nei fossati della strada reale con la quale si arriva a Mandas dalla parte di Cagliari e che continua poi verso *Ìsili*, si può osservare la base del terreno terziario poggiare su una formazione siluriana e contenere, assieme a frammenti di rocce più antiche, dei pettini e delle ostriche (*Pecten jacobaeus* e *Ostrea foliosa*) di chiara origine subappenninica.

Comunque a Nurri il terreno terziario cambia leggermente aspetto: anziché banchi paralleli marnosi ed arenacei come a Mandas, si vedono ora depositi sabbiosi poggianti sia su rocce siluriane che su terreno giurassico. Il luogo più importante da visitare è quello sul quale è costruita la chiesetta rurale di *Sant'Ambrogio*, a sud del paese, dove si trova una stradina incassata di cui una delle due pareti funge da base alla chiesa.

Qui si possono vedere i fossili in rilievo a causa dell'erosione della roccia arenacea (*I 17*); tra i fossili abbiamo raccolto i seguenti: *Panopaea Faujasi* Men.; *Venus Agassizi* d'Orb.; *V. Genei* Mic.; *Tellina* sp.; *Pecten medius* Lk.; *Petricola* sp.; *Clypeaster altus* Lk. Immediatamente sotto questi banchi arenacei se ne trova uno di calcare marnoso grigiastro, pieno di conchiglie di Turritelle (*T. vermicularis* Broch.); esso non deve essere confuso con un'altra formazione calcarea, piena anch'essa di conchiglie turriculate, costituente il deposito a Nerinee giurassiche (*D** 2*) che ho ricordato nel capitolo II.

Sopra il deposito conchigliare di Sant'Ambrogio si possono osservare degli strati di marna bluastra contenenti ostriche (*O. Virleti* Desh.) ed altri fossili essenzialmente subappenninici che, nei pressi del convento dei Cappuccini di Nurri, sono ricoperti dalla lava basaltica. Lo stesso terreno continua a mostrarsi fino al vicino villaggio di *Orroli* al quale conduce una strada che segue la linea di congiunzione tra le due rocce, quella subappenninica e quella basaltica.

I depositi terziari di Nurri si vedono anche, e pressoché senza interruzione, ad ovest dello stesso villaggio: essi ricoprono sia gli schisti siluriani che la roccia calcareo-magnesiaca giurassica.

Mogorella e Villa Urbana. Le stesse rocce subappenniniche formano i monti *Gussini* e *Cugussi*, ricoperti da lava basaltica; continano poi verso la parte occidentale dell'altopiano del Sarcidano fino al paese di *Nurallao*, per riapparire poi a *Sant'Antonio di Azuni* ed a *Mogorella*. In queste zone si trovano depositi marnosi con qualche conchiglia, tra cui ho riconosciuto il *Pecten cristatus* ed il *P. jacobaeus*. Le marne di Mogorella sono legate agli analoghi terreni di *Villa Urbana*, in gran parte nascosti da colate basaltiche: qui ci fermiamo un attimo per ritornare sui nostri passi.

Nuràminis. La strada reale che va da Cagliari a Sassari percorre pressappoco il margine occidentale del terreno subappenninico.

Quando nel 1826 questa bella strada era ancora in costruzione e si posavano le fondazioni di un piccolo ponte che si trova tra *Monastìr* e *Nuràminis*, potei vedere venire alla luce una marna bianca fogliettata sulla quale poggia il ponte stesso ed i cui campioni figurano nella mia collezione col n. *I 18*. Vi si può osservare un piccolo fossile inedito, al quale il prof. Meneghini ha creduto opportuno dare il nome di *Pecten paucicosta* (*Tavola H, figura 5*). Più in lontananza le marne in questione sono state penetrate e sconvolte (verso nord) dalla roccia anfibolica e fonolitica che si ritrova all'ingresso del villaggio di Nuràminis; mentre verso est e verso sud questi terreni appaiono sollevati, modificati ed anche portati a considerevoli altezze dalla stessa roccia plutonica.

Serrenti, Sanluri e Sàrdara. Si può dire altrettanto delle rocce terziarie dei dintorni di *Serrenti*, dove appaiono fortemente alterate sia a destra che a sinistra della strada reale (*I 19*). A destra si trovano le grotte dell'allume, di cui riparleremo nel capitolo XIV. La volta delle grotte è formata da calcare marnoso, sollevato e modificato dalla trachite anfibolica e che si lega al terreno marnoso della Trexenta.

A *Sanluri* le marne terziarie formano il suolo del paese e si estendono in lontananza, sia verso Sàrdara, sia verso *Mara Arbarei* e *Villanovafranca*. A Mara divengono bluastre e assumono l'aspetto della marna blu subappenninica. Quella di Villafranca passa impercettibilmente al terreno di Mandas, di cui si è già fatta menzione.

Nell'abitato di Sàrdara, che si trova proprio sulla strada reale, le medesime marne di Sanluri acquistano una direzione NO-SE con una forte inclinazione a SO: esse sono state attraversate e modificate, come a Nuràminis, dalla roccia trachitica anfibolica e, più tardi, dal basalto. Ciò si può osservare anche allontanandosi dalla strada reale per dirigersi verso i vicini territori di *Forru* e di *Villanova Forru*. Qui si possono vedere dei filoni che possiamo far risalire a rocce basaltiche che attraversano la marna terziaria modificandola nei punti di contatto.

Presso *Gonnos-Tramatza* e *Gonnos-Codina* si trova, alla base di queste rocce, del legno bituminoso, chiamato impropriamente lignite. Seguendo il torrente che bagna i due centri si giunge al bacino di *Ales*.

Questo merita uno studio particolare per quanto riguarda la geologia, sia a causa della fisionomia del tutto particolare che vi assumono i depositi inferiori di terreno terziario, sia per le modificazioni operate sulle marne dalla roccia eruttiva.

Sono francamente disposto a riconoscere nella parte inferiore di questo terreno un lembo (o l'equivalente di esso) della formazione media o miocenica. Disgraziatamente i fossili non ci aiutano molto nello stabilire la reale esistenza di una tale roccia. Quella di cui parliamo potrebbe in qualche modo essere assimilata a quel tufo pomiceo di cui parleremo nel capitolo XIII e che mi sembra di poter attribuire all'età del vero terreno miocenico. Nelle vicinanze di Ales si trova in principio una specie di grès calcareo d'un verde molto vivo (*I 20*) che contiene numerose pagliette di mica esagonale nerastra ed anche qualche conchiglia estremamente fragile, che non mi ha permesso di riconoscerne le specie. La presenza di queste pagliette e lo stato del giacimento mi inducono ad assimilarlo al tufo pomiceo della base del *Monte Arcuentu* verso *Fontanaccio* e di *Flumentorgiu*, che mi riservo di descrivere nel capitolo XIII. Il grès verdastro di Ales passa superiormente ad un altro grès più grossolano a cemento pure calcareo con noduli di roccia verde (*I 21*), che contiene anche legno bituminoso e siliceo (*I 22*): si tratta di una continuazione del deposito segnalato in precedenza a Gonnos-Codina.

Superiormente ai grès sono posti dei banchi fogliettati di marna color bruno-verdastro, nella quale ho trovato una piccola ostrica (*O. corrugata* Broch.) contrassegnata con *I 23*; vi si trovano anche delle scaglie di pesce, riferibili al genere *Clupea*: questa marna sembra comunque aver subìto una forte alterazione (*I 24*). Nel capitolo XV avremo occasione di parlare delle rocce che pare abbiano provocato tali modificazioni: per il momento mi limiterò ad affermare che la marna, a contatto di filoni basaltici e pirossenici, ha assunto una colorazione più scura ed una maggiore consistenza, con una frattura quasi concoide (*I 25*).

Un calcare associato a queste marne è divenuto nerastro, semicristallino, con infiltrazioni gessose (*I 26*). Tutte queste modificazioni sono ben visibili nell'abitato di Ales. Più in lontananza, verso ovest, lo stesso terreno si addossa alla trachite antica del *Monte Arci* e forma proprio su questa roccia un notevole deposito presso il paese di *Morgongiori*. Il calcare di questa località ricorda molto da vicino quello delle colline di Cagliari: cioè è grossolano e bianco giallastro-isabella, ma quasi dappertutto nascosto da diverse colate di lava fonolitiche e basaltiche.

Le Giare. La distanza di 24 km che separa gli abitati di Ales e di *Ìsili* è coperta per intero da terreno marnoso, stratificato e ricoperto qua e là da nappe di basalto costituenti pianori isolati ed orizzontali: questi vengono localmente chiamati *Giara*: i più notevoli sono la *Giara di Gèsturi* e la *Giara di Gergei*. Il

nucleo principale della prima è composto da banchi di grès calcareo-quarzoso pisolitico (*I 17*) e di calcare giallastro; nell'altra vi è specialmente calcare marnoso.

Questi stessi terreni si legano attraverso la *Giara di Serri* alle marne ed ai grès di Mandas ed anche di Nurri, ma ad Isili questi depositi si sviluppano molto di più e passano ad un calcare grossolano giallo-isabella, del tutto simile a quello delle colline di Cagliari. L'analogia esistente fra questi due terreni è ulteriormente confermata dall'identità dei fossili che vi sono contenuti, soprattutto presso la chiesetta di *San Sebastiano*, posta sotto il villaggio di Ìsili, nei pressi della strada nuova. Gli stessi terreni continuano quasi senza interruzione fino al villaggio di Nurallao, di cui si è già parlato in precedenza.

Genone. Ad ovest di Nurallao, dopo aver attraversato la pianura in direzione di *Genone*, prima dell'abitato si possono osservare dei monticelli dalla sommità pressoché piana ed orizzontale, formati da banchi calcarei e marnosi, sovrapposti a trachite antica, che viene allo scoperto nelle vicinanze, in fondo alla vallata, a ovest di Làconi. Se si esamina con attenzione la base di questi monticelli terziari, non si tarda a trovare un banco di marna friabile, verde scuro, piena di forme di Turritelle ed altre conchiglie (*I 28*). Tra i fossili presenti, ho raccolto le seguenti specie: *Turritella vermicularis* Broch.; *T. brocchii* Bon.; *Petricola fragilis* Mich.; *Venus Agassizi* d'Orb.; *V. cincta* Lk.; *Cardium obliquum* Lk.; *Pecten latissimus* Broch.; *P. benedictus* Lk.

Questa roccia verdastra passa ad un calcare grossolano, anch'esso pieno di Turritelle, che mi ricordò quello incontrato alla base del terreno terziario di Nurri e che è analogo ad un altro banco con gli stessi fossili, che segnaleremo tra poco nella *penisola della Testa*.

Verso la cima del deposito terziario dei dintorni di Genone, il banco con Turritelle passa in modo poco avvertibile ad un calcare grossolano più compatto, pieno di valve di *Pecten burdigalensis*; poi si hanno solo banchi successivi dello stesso calcare marnoso, già indicato in tutte le zone della *Marmilla*. Proprio su tale marna è costruito il villaggio di Genone.

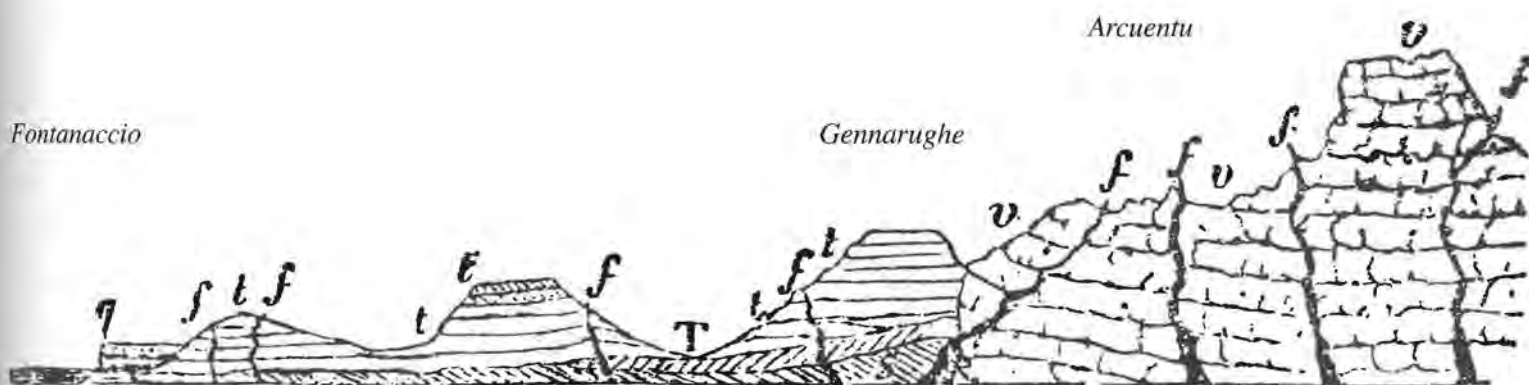
Segnalerò in particolare ai geologi che visiteranno la Sardegna dopo di me il deposito con Turritelle di Genone (in direzione di Làconi), dato che sono convinto che possa essere ritenuto un rappresentante del terreno miocenico, posto alla base del Pliocene. La colorazione verde della parte inferiore (*I 28*) mi spinge a rassomigliarlo a quello anch'esso verde dei dintorni di Ales (*I 20*), che ho avvicinato ai tufi pomicei, classificati tra i depositi dell'epoca miocenica.

Col calcare delle vicinanze di Genone e della Giara di Gesturi mettiamo fine all'elenco dei terreni della parte meridionale del bacino terziario dell'isola. Questi, esaminati nel loro insieme, si possono considerare divisi in tre zone che si succedono senza interruzione, e cioè: 1° la zona orientale, che si appoggia al massiccio centrale dell'isola e, di conseguenza, sui terreni antichi (questo deposito si compone di grès e di puddinghe, i cui nuclei provengono da rocce antiche); 2° la zona centrale, che è marnosa; 3° la zona occidentale, che è calcarea.

Tutti i banchi di questi terreni si dirigono pressappoco da N-O a S-E e si immergono verso S-O, ma la loro inclinazione è varia: essa aumenta man mano che si giunge alla parte superiore del deposito; gli strati più vicini al nucleo centrale, granitico o schistoso, son rimasti quasi orizzontali; quelli evidentemente più recenti sono al contrario i più disordinati e i più inclinati. Ciò dimostra che il movimento del suolo che li dislocò fu molto più efficace al centro e verso ovest del bacino terziario invece che verso est, dove il deposito poggiava su una solida base, poco spostata dopo la formazione di questo. È facile osservare, sia nella carta geologica sia nella *Tavola I* dell'atlante, che questa solida base di rocce antiche manca nella parte media e superiore del lato occidentale dell'isola.

Fontanaccio. L'unico punto della costa ovest della Sardegna dove le rocce antiche appaiono sotto il terreno terziario subappenninico è un luogo chiamato *Fontanaccio*. Qui, ai piedi della notevole montagna di Arcuentu, si può vedere un lembo del deposito citato molto chiaramente caratterizzato sia per la relativa posizione rispetto ai terreni che sono alcuni più antichi e altri più recenti, sia per i fossili che vi sono contenuti. È molto difficile trovare un'altra località così interessante per i geologi, soprattutto per i rapporti che i terreni che la costituiscono hanno tra loro (v. *Tavola V, figure 1* e *2*).

La spiaggia di Fontanaccio non supera il miglio di estensione: si vede poi una falesia appena elevata che si può facilmente percorrere longitudinalmente da un lato all'altro della baia. In questo piccolo spazio sono presenti: il terreno siluriano, il tufo pomiceo (in rappresentanza dei depositi miocenici), il terreno subappenninico, il conglomerato (o brecciola) vulcanico, i filoni di basalto che attraversano tutte le rocce e infine il grès quaternario. Ecco ora una sezione di questa zona, da ovest a est.

Fig. 54

s, schisto siluriano; *T*, tufo pomiceo (miocenico); *t*, terreno terziario subappenninico; *t'*, lo stesso, con frammenti di basanite; *v*, conglomerato (o brecciola) vulcanico; *f*, filoni basaltici; *q*, grès quaternario.

Il terreno siluriano che forma la base di tutto il sistema è già stato descritto. Si tratta delle stesse rocce di Flùmini, solamente che in queste non ho trovato dei fossili. Agli schisti succedono, verso il sud della baia e sotto il Monte Arcuentu, dei depositi di tufo pomiceo bianco pieno di minute pagliette di mica: vi si trovano impronte di piante carbonizzate (*b* 2*) (si veda il capitolo XIII). Proprio su questo terreno sono posti i banchi terziari, non sempre concordanti con esso.

Questa sovrapposizione è molto chiara ai piedi di un monticello chiamato *Gennarughe* ('porta della croce'). Se si fa il giro di questo mammellone isolato, interamente ricoperto di elci e di sughere, si può osservare facilmente che gli strati inferiori di terreno terziario che lo compongono poggiano su un tufo pomiceo al di sopra del quale compare un grès calcareo tendente ad una vera e propria puddinga formata da ciottoli arrotondati di quarzo, di pegmatite e di altre rocce antiche (*I 29*); ma non si trova alcuna traccia della roccia che forma il conglomerato vulcanico contro il quale il monticello è appoggiato verso est. Invece, nel punto dove il conglomerato vulcanico tocca direttamente il terreno terziario, quest'ultimo è stato arrossato e modificato. Così l'assenza di frammenti vulcanici nel grès e nella puddinga terziaria che contengono i resti di tutte le rocce antiche e le modificazioni subìte dagli strati inferiori del rilievo di Gennarughe sono altrettante prove che questo deposito è anteriore all'apparizione del conglomerato vulcanico.

Ora, se da qui ci si dirige verso la costa in direzione ovest si cammina sia su conglomerato vulcanico sia su terreno terziario e non si tarda a trovare una serie di banchi, a volte calcarei, a volte arenacei, raramente marnosi, che formano una falesia assai bassa, in parte battuta dai flutti. Questi banchi cominciano ad apparire all'estremità settentrionale della baia e sono in principio quasi orizzontali o leggermente inclinati; più avanti si abbassano gradualmente verso il nord, dove spariscono sotto una grande formazione di grès quaternario che se ne separa con dei blocchi e dei ciottoli di roccia basaltica.

Seguendo sempre lo stesso sentiero, ben presto lungo la costa e verso sud si possono osservare gli stessi banchi terziari acquistare uno sviluppo maggiore. Proprio in riva al mare si vedono da principio degli strati di grès pieni di conchiglie che appaiono in rilievo sulla superficie a causa della erosione della roccia. Si tratta soprattutto di pettini, in particolare del *Pecten scabrellus* Lk., quasi sempre con le due valve aderenti tra loro. Ciò sembra provare l'effetto dell'azione subìta dai molluschi, avviluppati ancora vivi nel fango che ha prodotto il grès *I 30, 30bis*. Nello stesso grès si trovano anche piccoli accumuli isolati di legno bituminoso nero, chiamato erroneamente lignite (*I 31*). La sua scarsità e la pessima qualità non potranno mai renderlo commerciabile.

Sopra al grès vi è una formazione dello stesso materiale pieno di sassolini di basanite, che sembrano formare degli strati intercalati nel grès; questo poi perde quei frammenti e diviene semplicemente fossilifero. Al di sopra di uno spesso banco del deposito, però, i frammenti di basanite riappaiono per formare in un certo modo il tetto della falesia (*I 32*). Notevole è il fatto che i banchi con frammenti vulcanici sono allo stesso tempo i più ricchi di conchiglie.

Ecco l'elenco dei fossili che raccolsi in un tempo forzatamente ristretto durante una escursione compiuta in compagnia di De Vecchi (il luogo era assolutamente deserto, sicché non potemmo trattenerci per la notte, che ci sorprese quando avevamo ancora molte cose da vedere in questa straordinaria località):

Vermetus triqueter Biv.; *Turritella Brocchii* Bron.; *Pecten scabrellus* Lk.; *Pectunculus pilosus* Lk.; *Perna maxillata* Sow.; *Panopaea Faujasi* Men.; *Ostrea lamellosa* Broch.; *Gastrochaena* nuova sp.; *Astrea Ellisiana* Dfr.; *A. acropora* d'Orb.

Questa costa di Fontanaccio, chiaramente caratterizzata dai suoi fossili subappenninici, è anch'essa interessante per una particolarità: tutti i terreni sono attraversati da filoni di basalto, suggerendo alcune osservazioni degne di nota, che riferiremo nel capitolo XV.

Ecco qui sotto ora una sezione parziale delle rocce della baia di Fontanaccio, vicino al mare.

Fig. 55

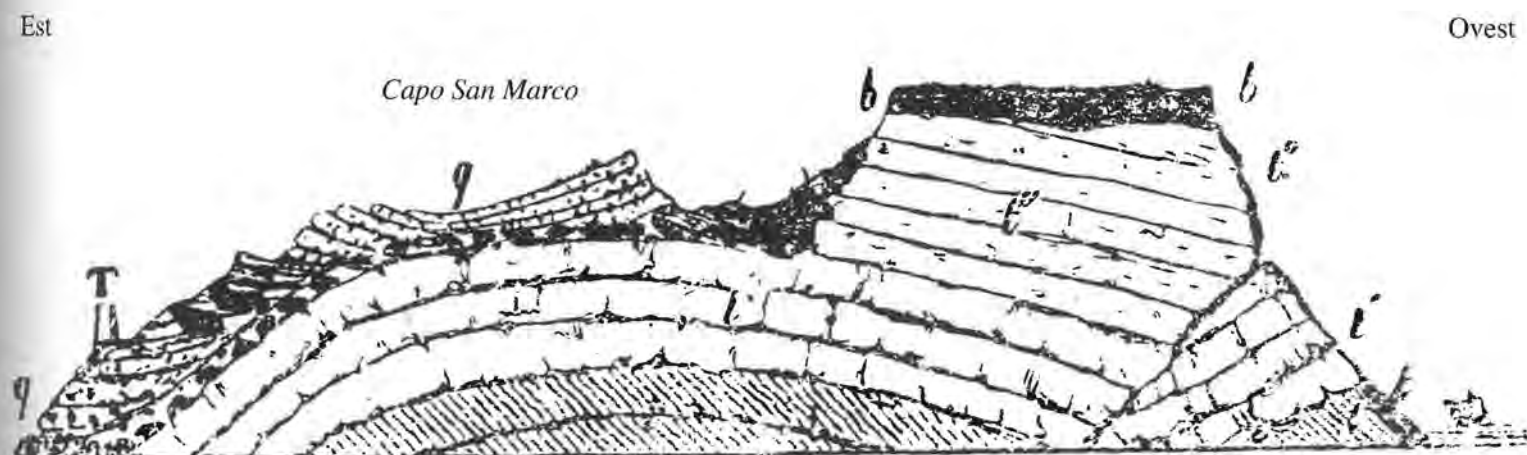
s, schisto siluriano; *T*, tufo pomiceo (miocenico); *c*, calcare arenaceo con conchiglie *Pecten dubius* e lignite imperfetta; *b*, stesso calcare con frammenti di basanite; *a*, banchi calcareo-arenacei; *cb*, ciottoli di basanite nel terreno quaternario; *q*, grès quaternario; *f*, filoni di basalto.

Per me è quindi evidente: 1° che gli strati inferiori del terreno terziario di Gennarughe, sovrapposti al tufo pomiceo, sono anteriori all'apparizione del conglomerato vulcanico che forma la massa del Monte Arcuentu; 2° che numerose eruzioni basaltiche ebbero luogo in più riprese mentre si depositava il terreno subappenninico; 3° che gli strati superiori di quest'ultimo furono attraversati, come tutte le altre rocce sottostanti e come il conglomerato vulcanico, da dicchi di basalto; 4° che il grès quaternario è il solo che non sia stato penetrato da questi filoni: contiene alla propria base dei blocchi di roccia basaltica e di conseguenza è posteriore all'apparizione dei filoni stessi.

Lo Schiavone. A nord di Fontanaccio, lungo la costa, dopo aver superato la torre di Flumentorgiu, si trova una località chiamata *Lo Schiavone*, ai piedi di un promontorio sopraelevato: *La Frasca*. Questo è composto da un tavolato di roccia basaltica posto orizzontalmente su terrreno terziario. Allo Schiavone la falesia permette di vedere la successione degli strati terziari, attraversati dal conglomerato vulcanico: all'inizio si tratta di un banco di tufo pomiceo simile a quello della base occidentale dell'Arcuentu; poi vi sono vari strati di grès terziario sabbioso, leggermente quarzifero e privo di fossili; a questo succede del calcare grossolano giallastro, che in qualche punto è stato arrossato e modificato dal contatto con la roccia ignea.

Capo San Marco. Per ritrovare le rocce subappenniniche lungo questo tratto di costa, non si deve fare altro che attraversare l'ingresso del golfo di *Oristano*, mentre si va per mare verso il promontorio di *San Marco*, meglio conosciuto col nome di *penisola di San Giovanni di Sinis*. Qui si trovano le rovine dell'antica *Tharros*. Questo è uno dei punti più importanti per osservare la ben delineata separazione esistente tra il terreno subappenninico ed il grès quaternario.

Ecco una sezione della penisola, ripresa dai piedi della torre di San Giovanni di Sinis.

Fig. 56

t, marna blu terziaria subappenninica; *t'*, marna calcarea giallo-rossastra fossilifera; *t''*, calcare marnoso biancastro a corbule molto stratificato; *b*, lava basaltica; *q*, grès quaternario, nel quale sono state scavate le antiche tombe di *Tharros*; *q'*, parte inferiore del grès quaternario contenente blocchi della stessa roccia basaltica che ricopre il pianoro; *T*, torre diroccata, chiamata *Torre Vecchia*.

Quando si percorre lungo il mare l'istmo che congiunge la torre di San Giovanni di Sinis con il Capo San Marco, non si tarda a veder apparire, al di sopra delle dune della sabbia che ricopre il paesaggio, degli strati regolari di marna ora grigia, ora bluastra, facilmente decomponibile in superficie. Questa è piena di fossili, tra i quali i seguenti sono i più caratteristici: *Pecten cristatus* Bron. (molto abbondante); *P. scabrellus* Lk.; *Arca diluvii* Lk.; *Terebratula ampulla* Broch.; *Dentalium sexangulare* Lk.; *D. inaequale* Brn.

Seguendo la marna, molto scoscesa, lungo la riva al mare, si finisce per giungere con molta difficoltà (percorrendo quasi al livello dell'acqua il piede della collina in mezzo a frammenti di roccia) alla parte bassa della falesia verticale, battuta dal mare, che si trova nella parte nord-occidentale del promontorio. La marna blu compare qui con tutte le sue caratteristiche così che, guardandola, sembrerebbe di essere trasportati improvvisamente nei dintorni di Livorno, di Siena e nell'Astigiano. I flutti che battono continuamente la falesia hanno messo in evidenza i fossili contenuti nella marna, il cui colore bluastro, quando è umida, contrasta con il bianco della maggior parte delle conchiglie (*I 33, 34, 35*). Ben presto la roccia cambia colore e superiormente assume una colorazione giallo-rossastra e passa ad un calcare grossolano pieno di impronte di conchiglie marine, che ricorda il banco, anch'esso molto ricco di conchiglie, di cui abbiamo già segnalato l'esistenza nei dintorni di Cagliari e che differisce solo per il colore giallo più scuro (*I 36*).

A questo calcare succedono strati regolari e concordanti di un altro calcare molto salino, marnoso, di color cenere chiaro o quasi bianco, ricco di piccole corbule (*I 37*) (*Corbula gibba* Brong.). Questa roccia passa superiormente ad un calcare grossolano biancastro nel quale si trovane le stesse corbule insieme a impronte interne di Mediole (*I 38*). Man mano che ci si avvicina agli strati superiori del deposito si può osservare il calcare con corbule acquistare una maggiore consistenza (*I 39*); infine esso passa ad un calcare biancastro a frattura quasi scagliosa (*I 40*), sul quale si è sparsa la lava basaltica che corona tutto il pianoro superiore. Nel punto di contatto del basalto con il calcare, questo appare arrossato e modificato.

La stratificazione dell'intera massa sembra aver subìto una spinta dal basso verso l'alto che ha inarcato gli strati calcarei in modo che la maggior parte di essi pende verso N-O, mentre gli altri, al contrario, pendono verso S-E: ma la loro direzione è sempre NE-SO. Vicino al capo si vede una faglia molto riconoscibile, indicata nella sezione della figura.

Verso est lo strato superiore basaltico manca, così come mancano gli strati marnosi superiori, che molto probabilmente subirono una frattura all'epoca del piegamento dell'intero deposito, a causa della loro grande compattezza. Dei blocchi di basalto, provenienti dalla colata superiore, rotolarono sulla marna denudata e sui frammenti, e più tardi si depositarono vari strati di grès quaternario, esistente nel lato orientale del promontorio. Nel grès furono scavate più di duemila anni fa le grotte sepolcrali dell'antica città di *Tharros*, rappresentate nella sezione della figura 56 *(alla pagina precedente)*. Riservandomi di menzionare questo terreno nel capitolo seguente, per ora mi limiterò a far osservare che il grès quaternario poggia su blocchi dello stesso basalto che corona il ripiano terziario: ciò sta ad indicare una interruzione tra i due depositi, segnalata dall'apparizione delle colate e dei filoni basaltici.

Ecco ora l'elenco completo dei fossili contenuti nel terreno terziario del Capo San Marco:

Oxyrhina crassidens Agas.; *Platycarcinus antiquus* E. Sism. (si vede nella *Tavola H, figura 14*); *Turritella Brocchii* Bron.; *T. subangulata* Broch.; *Aporrhais pesgraculi* Phil.; *Dentalium sexangulare* Lk.; *D. inaequale* Bron.; *Corbula gibba* Broch.; *Leda nitida* d'Orb.; *Donax minuta* Bron.; *Mactra triangula* Ren.; *Venus Agassizi* d'Orb.; *V. cincta* Agas.; *V. senilis* Broch.; *Cardium aculeatum* Lin.; *C. ciliare* Lin.; *C. rusticum* Chem.; *Arca diluvii* Lk.; *A. antiquata* Lin.; *Nucula placentina* Lk.; *Pectunculus nummarius* Broch.; *Mytilus barbatus* Lin.; *Pecten scabrellus* Lk.; *P. cristatus* Bron.; *P. varius* Pen.; *P. opercularis* Lk.; *P. Pusio* Lk.; *P. medius* Lk.; *P. benedictus* Lk.; *Chama dissimilis* Bron.; *Ostrea Cochlear* Pol.; *O. corrugata* Broch.; *O. denticulata* Chem.; *Anomia electrica* Lin.; *Terebratula ampulla* Broch.; *Terebratula truncata* d'Orb.; *Eschara cervicornis* Mich.; *Schizaster eurynotus* Agas.; *S. graecus* Agas.; *S. ambulacrum* Agas.; *S. Parkisoni* Agas.; *Brissopsis elegans* Agas.; *Ceratrochus duodecimcostatus* M. Edw. J. H.

San Giovanni di Sinis. A Capo San Marco inizia quella che chiamerò la parte settentrionale del grande canale terziario dell'isola diretto da nord a sud. Vi si vede il terreno subappenninico formare il rilievo della torre di San Giovanni di Sinis, anch'esso ricoperto da roccia basaltica, che annuncia un grande denudamento avvenuto probabilmente durante l'espansione di quest'ultima materia. Altrettanto è accaduto nelle colline della zona del Sinis propriamente detto, che sono formate da depositi terziari sormontati da lembi di lava basaltica. Le colline stesse si prolungano leggermente verso nord fin quasi alla *Torre di Capo Manno* e sono composte essenzialmente da calcare grossolano giallastro, analogo a quello dei dintorni di Cagliari.

Lo stesso terreno si ritrova alla base occidentale del *Monteferru*, nei territori di *Narbolia* e di *Santa Caterina di Pittinuri*. Prima di giungervi, si trovano le rovine della città romana di *Cornus*, edificata su calcare subappenninico. La parte più compatta di questa roccia è servita per i piedistalli delle statue e per le iscrizioni che ancora si trovano tra le rovine: è quello che i greci chiamavano "marmo *poros*".

Non lontano, vicino al mare, si trova un piccolo promontorio sul quale si eleva la abbandonata *Torre Su Puttu* ('il pozzo'): il promontorio, così come la costa vicina, che in questo punto è molto frastagliata, è composto da una successione di strati sabbiosi, di grès e di calcare grossolano color isabella, alternato a marne bluastre. Vi ho raccolto i fossili seguenti, sufficienti ad identificare il deposito come subappenninico: *Pecten cristatus* Bron.; *Venus Agassizii* d'Orb., *varietas elongata*; *Ficula intermedia* Sism.; *Schizaster Sanctae Manzae* Desor. Questi fossili stabiliscono una perfetta analogia tra questo terreno e quello di Sassari, del quale parleremo tra poco.

Su questi calcari poggia la chiesa di *Santa Caterina di Pittinuri*: vi si trovano delle grotte sia naturali che artificiali, le cui pareti mostrano in rilievo delle grosse ostriche, ricci e spatanghi, di cui non elencherò i nomi per non ripeterli ancora una volta. Questi fossili sono uguali a quelli già segnalati nel calcare grossolano del Monte della Pace, vicino a Cagliari; li ritroveremo ancora soprattutto nei dintorni di Sassari.

Cùglieri e Bosa. Ben presto si perde di vista il terreno terziario, se si va da Santa Caterina verso *Cùglieri*, dove rimane nascosto sotto lo strato di lava basaltica; ma riappare nuovamente quando si arriva appunto ai piedi di questo grosso villaggio: qui si trova un grande crepaccio che permette di vedere i banchi calcarei e arenacei sovrapposti al tufo pomiceo e a loro volta coperti da un grosso strato di basalto.

Bosa. Sulla strada che va da Cuglieri a *Bosa* si vede nuovamente un deposito terziario soltanto in una località detta dei *Mulini di Tresnuraghes*: esso perfora da sotto la grande colata basaltica sulla quale si cammina per più di un'ora. Qui ho avuto occasione di osservare un fenomeno geologico molto singolare: la roccia sedimentaria, privata del suo mantello vulcanico, mantiene l'aspetto di un deposito stratificato terziario, ma ha subìto una singolare trasformazione, dovuta forse a qualche torrente di acqua calda molto acida, che l'ha trasformata in roccia silicea, cavernosa e tenera che sembra essere stata, in origine, un grès calcareo fortemente siliceo. Molto bianca, assume in un qualche modo l'aspetto di calcare d'acqua dolce; ma la si vede passare gradualmente ad un calcare grossolano di cui si riconosce l'origine marina attraverso i fossili che vi sono contenuti. In certi punti è coperta da una concrezione silicea bianca (*I 41, 42, 43*).

Mentre ci si avvicina al villaggio di Tresnuraghes, si può osservare nuovamente, sotto la lava, il terreno terziario, che però riappare allo scoperto presso la discesa tra *Suni* e *Bosa*, dove ho rilevato, dal basso in alto, la seguente sovrapposizione: *1*, trachite antica che forma la base di tutto il bacino; *2*, deposito di tufo pomiceo, analogo a quelli indicati in precedenza; *3*, marna verdastra che contiene dei nuclei di idrossido di ferro e che è assolutamente identica a quella segnalata alla base del Capo di Sant'Elia di Cagliari e nell'abitato di Sìnnai; *4*, numerosi strati di calcare giallastro anch'essi simili a quelli di Cagliari e caratterizzati dagli stessi fossili, ricci e clipeastri già citati, oltre al *Pecten jacobaeus*, al *P. medius* e all'*Ostrea lamellosa*, di grandi dimensioni.

Questo terreno, che forma una parte della base del *Monte Nieddu* ('monte nero') a ridosso di Bosa, vi è ricoperto da una lava feldspatica e basaltica tutta particolare, di cui ci occuperemo a suo tempo.

Prima di entrare a Bosa e restando sulla riva sinistra del fiume *Temo*, si può osservare il terreno terziario che qui abbandona di colpo la costa per riapparire solamente vicino a *Porto Torres*; ma si interna nella valle del fiume stesso, formatasi nella grande massa delle trachiti primordiali. Il terreno subappenninico si mostra nuovamente a *Padria*, a *Mara* e nella valle di *Villanova Monteleone*: su una roccia di questo tipo s'innalzano ancora i resti dell'antica fortezza, chiamata appunto *Monteleone*. Il suolo di questo povero villaggio è composto da calcare grossolano giallastro poggiante in modo orizzontale su marne fossilifere dalle quali è separato da un banco pieno di grandi ostriche, che si ritrovano anche nelle zone vicine. Le marne in questione poggiano su un deposito di tufo pomiceo bianco tendente al verde, che poggia a sua volta su trachite antica.

Monte Majori. I depositi terziari di *Mara*, di *Romana* e di *Padria* sono legati senza soluzione di continuità a quelli di *Pozzomaggiore*, *Bonorva* e *Thiesi* di cui parleremo tra poco. Aggiungiamo che tra Romana e Thiesi si eleva, nel mezzo della grande massa trachitica, un altopiano calcareo chiamato *Monte Majori* (o *Maggiore*), molto conosciuto nel paese per una vasta grotta che vi si apre. Per una fatalità, spiegabile d'altra parte con le mie occupazioni trigonometriche, non ho mai avuto occasione di visitarne l'interno; ma da ciò che potei sapere dalla viva voce del mio defunto amico cavalier Francesco Mameli, ingegnere minerario sardo, la volta della grotta dovrebbe essere formata da strati calcarei sovrapposti ad un grande banco di ostriche. Questo banco è senza alcun dubbio lo stesso che ho segnalato a Monteleone: lo ritroveremo presto in altre due differenti località. La base del Monte Maggiore è costituita da marna e tufo pomiceo che poggiano su trachite antica. Mi dispiace molto di non aver potuto visitare la grotta, non tanto

per soddisfare la curiosità di vedere le stalattiti che vi si trovano, quanto per scoprirvi ossa preistoriche che pensavamo di trovarvi. Tutte queste grotte hanno acquistato ora una certa importanza per l'estrazione che si fa di un certo guano che contengono in abbondanza: esso proviene soprattutto dai materiali fecali dei pipistrelli, accumulatisi nel corso di vari secoli.

Torniamo ora momentaneamente sui nostri passi per riprendere l'identificazione dei confini del terreno di cui ci stiamo occupando. Quando ci si allontana dalle rovine dell'antica *Cornus*, vicino a *Santa Caterina di Pittinuri* e si costeggia la base del *Monteferru* sotto il villaggio di *Narbolia*, si continua a vedere il deposito terziario più o meno ricoperto da strati di lava basaltica. Lo si vede innanzitutto presso l'eremitaggio di *Hermanu Matteo*, poi compare sotto le lave dei dintorni di *Bauladu* e nella vallata di *Paulilàtino* fino alla *cantoniera di Scovera*, dove si perde sotto la roccia vulcanica. Appena qualche piede sotto la stessa lava è stato trovato del terreno terziario quando furono praticati gli scavi per la costruzione della strada reale sopra *Macomèr*, sull'altopiano di *Campeda*; ma quando si discende da questo grande altopiano verso Bonorva attraverso la magnifica strada tutta a grandi curve in forma di spirale, tracciata sul versante settentrionale del *Monte di San Simeone*, si vedono riaffiorare i banchi terziari sovrapposti a tufo pomiceo o a trachite antica e sovrastati dalla grande formazione basaltica.

Ai piedi della discesa di San Simeone di Bonorva il terreno consiste principalmente in vari strati di calcare marnoso e pressoché schistoso, diviso in grandi lastroni sonori, dove ho raccolto, nei dintorni della cantoniera e nei muri di cinta vicini, dei resti di granchi rassomiglianti al *Cancer leachi*. All'inizio mi indussero a credere che quei lastroni potessero rappresentare un lembo di terreno terziario medio, ma la perfetta concordanza di stratificazione delle marne col calcare (certamente subappenninico) che le ricopre, non mi permette di fare distinzione fra i due terreni; tanto più che lo stesso problema si ripresenta quasi dappertutto nei depositi terziari della parte settentrionale dell'isola.

Giave. Ho già detto che i terreni terziari di Padria, di Pozzomaggiore e di Monteleone sono intimamente legati a quelli di Bonorva: se dalla omonima cantoniera si segue la strada reale verso Sassari, appena si è percorsa la discesa verso *Giave* si vede, sotto la lava più recente, il terreno terziario poggiante su tufo pomiceo. Un po' più verso il ponte, gli strati inferiori del deposito subappenninico sono costituiti da una specie di grès e di conglomerato calcareo ricco di frammenti spigolosi di trachite antica: nel conglomerato però si trovano anche delle conchiglie, tra le quali si può ricordare soprattutto il *Pecten flabelliformis* (*I 44, 45*).

In un conglomerato simile sono scavate le grotte artificiali romane che si trovano a fianco della strada reale, soprattutto dopo la discesa di Bonorva e quando si comincia a salire verso Giave (si veda la *Tavola XVI* dell'Atlante sulle antichità sarde); sul conglomerato poggiano depositi marnosi e calcarei di terreno subappenninico. Quando si arriva all'altezza dell'abitato di Giave, posto sul versante della collina, si può osservare, nel fossato stesso, un immenso banco di ostriche, tutte riconducibili all'*O. lamellosa* Broch (*I 46*). Al di sopra delle ostriche si sviluppano i ben conosciuti strati di terreno marnoso e calcareo caratteristici di queste zone. È utile osservare che le ostriche hanno le stesse posizioni che ho già segnalato per quelle del banco di Monteleone e della grotta di Monte Maggiore: le ritroveremo ancora in altre due località. In cima al Monte di Giave il terreno terziario è coperto da due differenti colate di lava: una basaltica antica e l'altra peridotica più recente, come diremo a suo tempo (*Tavola VI, figura 1* e *3*).

A 3 chilometri di distanza sulla sinistra della grande strada appare il cratere estinto del *Monte Castangia*, nel quale i materiali che componevano la cima ed il fianco occidentale sono venuti alla luce attraverso il terreno terziario che poggia su una specie di breccia fossilifera a cemento calcareo, che contiene frammenti di trachite antica. Una successione simile si riconosce anche nel suolo che costituisce la collina isolata di *Cheremule*, dove il bel cratere estinto merita una particolare attenzione. Ne parleremo nel capitolo XVI.

Thiesi. Quando si giunge all'incrocio tra la strada di *Alghero* e quella di *Torralba*, se ci si dirige verso *Thiesi* lungo le pendici del monte di Cheremule, si cammina quasi sempre su terreno terziario, mentre all'ingresso del villaggio di Thiesi il terreno è marnoso, di colore bluastro, e contiene un numero assai notevole di Spatanghi che appaiono in rilievo sulle pareti delle cunette della strada e che si possono ricondurre allo *Schizaster perkinsoni* Agas. (*I 47*). Il calcare sovrapposto alle marne ha tutte le caratteristiche di quelli di Cagliari e di Sassari, di cui ci occuperemo tra poco.

Usciti da Thiesi per andare verso Alghero attraverso *Ittiri* si possono vedere il terreno trachitico antico a sinistra della grande strada e le marne terziarie a destra. Queste ultime poggiano su un tufo pomiceo verdastro, in qualche punto discordante nelle stratificazioni: questi depositi, però, si perdono subito di vista quando si inizia la salita di *Cuccumia*, dove comincia ad apparire la trachite anfibolica e fonolitica. Dopo aver superato la salita, ci si ritrova sulla trachite antica e sul terreno terziario: ecco perché, giungendo ad Ittiri, si cammina alternativamente sulle due rocce a causa delle loro rispettive posizioni in rapporto al piano ed alle curve della strada. Ittiri è costruito sia sull'una che sull'altra roccia; la parte alta del paese poggia su pietra calcarea; ma la cosa singolare è che le abitazioni di questa parte dell'abitato sono ritenute le più umide. Al contrario la parte bassa di Ittiri poggia su una trachite antica e le case sono reputate le più sane, mentre in altre circostanze dovrebbe essere esattamente il contrario. Questo fenomeno deriva dal fatto che il calcare marnoso stratificato, quantunque posto nella parte superiore, è conduttore di umidità, che penetra tra gli strati e vi rimane; ciò non accade al porfido trachitico, che forma la base del suolo ed è penetrato dall'acqua più difficilmente e più superficialmente.

Scala Cavallo. Se si esce da Ittiri per dirigersi verso la città di Alghero, si vedono nuovamente il terreno terziario a destra della grande strada e la trachite a sinistra; al *Monte Cuga*, però, il calcare appare anche da questa parte per cedere il passo alla massa di trachite antica, che poi finisce per dominare a est di Alghero. Fra l'antico monastero di *San Leonardo*, dove ancora si trova il calcare, e la *cantoniera di Scala Cavallo*, il calcare si trova solo a fior di terra in strati di spessore minimo; più lontano, cioè a due minuti dalla casa cantoniera, si può vedere un banco di grosse ostriche simili a quelle della base della collina di Giave, di Monte Maggiore e di Monteleone; ma le formazioni di calcare superficiale mancano quasi completamente vicino alla cantoniera di Scala Cavallo. Proseguendo da qui la strada per Alghero, non si tarda a perdere del tutto le tracce della formazione terziaria.

Non avviene lo stesso se dalla cantoniera in questione ci si dirige verso Sassari attraverso la nuova strada provinciale che inizia proprio qui: sulla trachite antica si osserva un sedimento di roccia calcarea biancastra con grani e ciottoli di quarzo che contiene delle conchiglie, tra le quali io stesso ho raccolto numerose specie di pettini e di clipeastri e soprattutto il *Clypeaster altus* Lk. Questa roccia continua senza interruzione mostrando un considerevole sviluppo fino al *Rio di Perdas Alvas* ('delle pietre bianche'), che viene attraversato da chi percorre questa strada andando verso Sassari.

A nord di Ittiri si trova un profondo vallone ricavato in gran parte nel terreno terziario e nelle relative marne. Lì visitai nel 1835, col mio amico comandante Despines, attualmente ispettore generale delle miniere sarde, la roccia detta *del Sale*, chiamata così a causa delle infiorescenze di cloruro di sodio che ricoprono le pareti di certe grotte naturali e che derivano dalla decomposizione della roccia a contatto dell'aria. La roccia non è altro che un calcare grossolano bianco-giallastro, simile a quello già descritto, ed è caratterizzato dalla presenza di ricci e del *Pecten cristatus*, già menzionati tante volte.

Torralba e Mores. Riprendiamo ora la grande strada reale che abbiamo lasciato ai piedi del monte di Cheremule e dirigiamoci verso *Torralba*; in questo tratto non troveremo altro che marna e calcare terziario. Questi terreni rappresentano una ripetizione di quelli descritti ai piedi della discesa dalla cantoniera di Bonorva verso Giave: essi poggiano su trachite antica con l'intermediazione di banchi arenacei e di brecce con frammenti trachitici, con qualche conchiglia. Comunque in qualche punto si osserva, alla base degli strati di marna, un grès calcareo-quarzoso, contenente a volte impronte di conchiglie e di frammenti arrotondati di rocce granitiche (*I 48*).

Su questo terreno terziario si elevano dei crateri estinti, che avremo occasione di descrivere nei dintorni di Torralba; sempre nelle marne (che vicino al paese sottostanno all'altopiano di *San Pietro di Sorres*) ai tempi della costruzione della grande strada si trovò l'impronta del *Nautillo zigzag* o, se si preferisce, dell'*Aturia* (si vede nella *Tavola H, figura 2*).

Lo stesso tipo di terreno continua a est di Torralba verso il villaggio di *Mores*, costruito su un calcare grossolano biancastro poggiante su tufo pomiceo bianco: qui è stata appena aperta la nuova strada che porta ad *Ozieri* e le cui discariche hanno fornito numerosi fossili, tra i quali citerò in particolare un gigantesco blocco di polipai, che si deve riferire all'*Astrea ellisiana* Dfr. Avvicinandosi ad Ozieri, il terreno terziario cessa di mostrarsi, per fare poi un'ultima apparizione nelle colline di *Nostra Signora di Castro*, verso *Òschiri*.

Il Monte Santo. La grande strada da Torralba a Sassari passa tra la base orientale del *Monte Pèlao* e quella occidentale del *Monte Santo*. Quest'ultimo, a forma di tronco di cono isolato, misura 753 m di altezza e offre una successione di banchi terziari simili a quelli dei luoghi circostanti: essi sono stati portati ad una più considerevole altezza rispetto a quelli del vicino Monte Pèlao, ma sicuramente una volta facevano parte dello stesso deposito orizzontale. La modificazione del terreno si è verificata dopo l'espansione delle colate basaltiche sugli stessi terreni, dato che questi sono tutti coronati dallo stesso strato di lava. La parte inferiore del Monte Santo è costituita da tufo pomiceo pressoché bianco identico a quello di Mores: su di esso si sono depositati in seguito degli strati di marna sia bianca che grigia o bluastra, che racchiudono abbondanti esemplari di *Pecten cristatus* e di altri fossili che non citerò per non ripetermi.

Sopra le marne di Monte Santo si può osservare un deposito di sabbioni molto quarzosi, forse provenienti dalla decomposizione di rocce granitiche della vicina Gallura. Gli strati calcarei posti superiormente ai grès e alle marne sono ricoperti, come ho appena detto, da una cappa orizzontale di lava basaltica sulla quale, nel centro di una bella foresta, si trovano le rovine di una chiesetta dedicata a *Sant'Elia*.

Ploaghe. Se quindi dalla base settentrionale del Monte Santo ci si dirige verso nord, si percorre pressappoco il confine orientale del terreno terziario, il cui termine ultimo è il lembo di Ploaghe. Il paese è costruito sui banchi calcarei che formano la parte superiore dei terreni di cui stiamo parlando: essi poggiano su strati arenacei, talvolta quasi incoerenti, che a loro volta ricoprono la trachite antica con un intermezzo di tufo pomiceo.

Il calcare di Ploaghe è fossilifero. Ecco l'elenco dettagliato dei fossili che vi ho raccolto:

Scutella subrotunda Lk.; *Clypeaster scutellatus* Marc. de Serr.; *Pecten cristatus* Bron.; *P. opercularis* Lk.; *P. scabrellus* Lk.; *Ostrea Cochlear* Poli; *Pectunculus polydontus* Bron.; *Conus Aldrovandi* Broch.; *Strombus* sp.; *Balanus sulcatus* Brug.; *Pinnites pseudostrobus* Bron.

Il terreno in questione è stato fortemente tormentato e modificato sia all'epoca dell'apparizione della roccia fonolitica di *Osilo*, di cui mi è sembrato di trovare tracce al di sotto dell'abitato, sia a quella delle eruzioni di lava basaltica che ha formato l'interessante colata del *Coloru*; sia infine più tardi, durante la formazione della collina di scorie fresche detta *Monte San Matteo*. A ovest di Ploaghe, in direzione della strada per Sassari, il terreno terziario si viene a trovare in contatto con il tufo pomiceo: qui si vede, come a Òschiri, del legno fossile molto siliceo (*I 48*).

Codrongianus. Il terreno terziario di Ploaghe continua senza interruzione a fianco di *Codrongianus*, villaggio costruito su un terreno di questo tipo, nel quale venne scavata la grande strada reale. Nelle marne della stessa strada, vicino al paese, ho raccolto un certo numero di granchi fossili come quelli segnalati nei pressi della cantoniera di Bonorva: si trovano soprattutto nella marna bluastra e sono accompagnati dal *Pecten cristatus* Bron.

Scendendo da qui verso Sassari, sulle pareti che fiancheggiano la grande strada si possono osservare le marne con granchi ricoperte da un deposito sabbioso quasi incoerente formato, come vicino a Torralba e al Monte Santo, da frammenti di rocce granitiche. Anche i sabbioni sono coperti da strati di calcare grossolano con varie impronte di conchiglie, tra le quali ho riconosciuto quelle del grosso *Trochus*, ma in uno stato tale da non poterle quasi individuare. Osservando la separazione tra i due terreni stratificati operata dal deposito sabbioso ho pensato che quest'ultimo formasse il confine tra il terreno terziario miocenico ed il pliocene; ma le osservazioni fatte in seguito in numerose altre località non hanno confermato questa supposizione.

Sboccando, dopo la discesa di Codrongianus, nella piccola pianura di *Campo Mela*, si osserva che il terreno terziario è sovrapposto al tufo pomiceo e ad una marna grigiastra: li ritengo entrambi depositi del miocene. Al di sopra di essi il calcare grossolano giallo si sviluppa su vasta scala e forma in questo punto una massa continua, interrotta verso nord da un grande precipizio molto elevato, tagliato a picco e detto *Cane 'e Chervu*, che domina lo stradone. Questa espressione significa 'Cane e Cervo', e deriva da un incidente di caccia narrato dalla tradizione: un cervo inseguito da un cane si sarebbe gettato dall'alto del dirupo ed il cane lo avrebbe seguito nella caduta fatale. Vicino ai villaggi di *Tissi* e di *Ossi* il calcare stratificato si dirige da N-E verso S-O con una notevole inclinazione verso N-O.

Scala di Giocca. Ben presto la strada reale conduce ai piedi della *Scala di Giocca*, che sale tra gli uliveti con una serie di rampe successive, il cui sviluppo ricorda, pur su scala ridotta, quello della bella strada del Moncenisio. Avendo assistito nel 1824 all'apertura della strada, dovuta al talento dell'amico cavalier Carbonazzi, già allievo della Scuola Politecnica di Torino, ho avuto occasione di trovare nella parte bassa, cioè all'altezza del ruscello, mentre si scavavano le fondamenta dell'attuale ponte, degli strati di marna grigia con qualche traccia di piante carbonifere. Mi sembrò la stessa della vicina piana di Campo Mela di cui ho già fatto menzione. Sotto la marna osservai anche un lembo di tufo pomiceo verdastro contenente frammenti di trachite antica con feldspati vitrei. La presenza di queste rocce mi ha fatto pensare che il posto (che è realmente il più basso della valle) mi poteva servire come punto di partenza per studiare l'intera successione dei depositi subappenninici di Scala di Giocca, poggianti a loro volta su terreni più antichi.

Partendo dal ponte citato per intraprendere la salita, si vede all'inizio una parete di roccia tagliata verticalmente nel calcare: il taglio ha portato allo scoperto una successione di strati alti dai 30 ai 40 cm: essi si compongono di calcare marnoso bianco tendente al giallo con qualche fossile, come il *Pecten opercularis* Lk. e l'*Ostrea Virleti* Desh. Se ne vedono poi altri più terrosi tendenti alla marna, nei quali si possono osservare degli ammassi lenticolari di argilla bluastra che contiene qualche raro nucleo ferruginoso: questo punto si trova quasi alla metà della salita.

Il calcare grossolano riappare al di sopra delle marne ed è accompagnato da uno strato sottile, ma ben definito, formato quasi esclusivamente da pettini da ricondurre al *Pecten opercularis* Lk. Il deposito conchigliare è visibile soprattutto all'altezza di uno dei tornanti: lo segnalo all'attenzione dei geologi dato che avremo presto occasione di parlare di un importante deposito vicino, nel quale figura in abbondanza la stessa conchiglia.

Più si sale nella strada fatta a zig-zag, più si osservano i depositi terziari passare ad un calcare grossolano giallastro o bianco, lo stesso che costituisce il suolo della vicina città di Sassari, alla quale si giunge al termine di una camminata di una mezz'ora dalla cima della salita. Ma quando si arriva alla rampa finale di Scala di Giocca si vede che il calcare assume una struttura brecciforme e contiene un materiale assimilabile a nuclei arrotondati, forse prodotti da polipai (*I 49*).

La direzione generale degli strati di Scala di Giocca è pressappoco NE-SO, con una inclinazione di 25° a S-O. L' altezza in verticale della massa calcarea è di circa 204 metri partendo dal ponte inferiore di cui parlavamo prima fino a giungere al punto più alto della strada che si trova a 306 metri di altitudine sul livello del mare: da qui si discende, sempre su un piano leggermente inclinato, fino a Sassari, che ha un'altitudine media di 225 metri.

Sassari. Il suolo di Sassari (la seconda città dell'isola) è formato da un calcare grossolano bianco, che sporca le dita, o leggermente giallo-isabella: si tratta della stessa roccia di Is Meriones, dei Cappuccini e di Sant'Elia di Cagliari. Anche qui si chiama *pietra cantone* e se ne trovano varie cave nelle vicinanze del centro abitato.

Verso ovest, dal lato della strada di Alghero, il calcare giallastro con spatanghi si sviluppa maggiormente, sicché dove la strada stessa è scavata nella roccia si vedono i fossili in rilievo: si tratta generalmente di individui molto ben conservati di *Schizaster sanctae manzae* Desor. che sono associati ad altri fossili di Echinodermi ed a conchiglie varie tra le quali le più caratteristiche sono rappresentate sempre dal *Pecten cristatus* Bron. (*I 50, 51*). Sembra una copia di ciò che abbiamo segnalato nella roccia della falesia di Su Puttu, vicino a Santa Caterina di Pittinuri.Tra i fossili, che nella zona di Sassari accompagnano le due specie menzionate, citerò la *Pleurotoma cataphracta* Broch.; la *Tellina planata* Lin.; la *Venus senilis* Broch. ed il *Pecten varius* Pen.

Percorrendo i dintorni della città da questa parte tutta ricoperta di oliveti, si giunge ai piedi della *collina di Santa Natolia*, dove il nucleo del terreno è formato da una trachite antica ricoperta da roccia terziaria che inferiormente passa ad una puddinga o, se si preferisce, ad una specie di breccia a cemento calcareo che contiene frammenti spigolosi o arrotondati della stessa trachite sulla quale poggia. Una cosa simile l'ho già fatta osservare tra Bonorva e Giave, così come ai piedi del Monte Castangia e del *monte Cuccureddu* di Cheremule; ma la cosa più importante da osservare nella breccia calcarea di Santa Natolia è la presenza dell'*Operculina complanata* d'Orb. e di altre foraminifere, che danno al conglomerato la fisionomia di un deposito miocenico. Le Operculine sono accompagnate dalla *Nassa mutabilis* Desh. (*I 51, 51bis*).

La roccia in questione è più dura del calcare giallo di Sassari, infatti viene chiamata *pietra forte di Sant'Anatolia*, così come la roccia del nucleo del Monreale di Cagliari viene chiamata *pietra forte di Bonaria*; comunque quella di Santa Natolia differisce notevolmente dall'altra per il suo rapporto col calcare grossolano giallo al quale essa passa dal basso in alto attraverso sottilissime sfumature difficili da percepire, se non per una perfetta concordanza di stratificazione tra le due rocce; al Monreale di Cagliari avviene proprio il contrario.

Non senza molte difficoltà, dovute soprattutto ai muri di recinzione, riuscii, con la collaborazione di De Vecchi, a seguire, partendo da Sassari, questi differenti terreni, nei quali abbiamo identificato la seguente successione dall'alto al basso:

1, calcare grossolano giallastro con placche lenticolari di argilla bluastra con qualche fossile; *2*, banchi di sabbioni con spatanghi e ricci; *3*, grès pieno di frammenti arrotondati di quarzo; *4*, infine la *pietra forte di Santa Natolia*, che poggia su roccia trachitica e della quale contiene frammenti di varia grandezza a seconda che si trovino nella parte superiore o no: in altri termini, la loro grossezza diminuisce in ragione del passaggio da questo deposito ad un piano superiore.

Non mi nascondo che un geologo straniero che giungesse in Sardegna attraverso Porto Torres e Sassari e che visitasse per prima cosa i terreni di Santa Natolia, potrebbe vedere nel nucleo del monticello omonimo una trachite che solleva e modifica piuttosto che una roccia effusiva coperta in seguito da terreno terziario; ma lo studio lungo e minuzioso che ho condotto per tanti anni in tutte queste località, visitandole più volte e comparandole fra loro, mi ha dimostrato che la trachite antica sulla quale si addossa il calcare di Santa Natolia è anteriore ai terreni terziari medi e superiorei (cioè miocenico e pliocenico) e che i frammenti della stessa trachite contenuti negli strati inferiori della *pietra forte* provengono dalla massa sottostante. Le modificazioni che sembra siano state operate nel calcare così come il probabile sollevamento dei relativi strati sono, a mio avviso, degli effetti di natura puramente dinamica o, se si vuole, degli effetti plutonici di data più recente della formazione del calcare in questione.

Il terreno terziario di Sassari si prolunga a S-O della città un po' oltre il *Rio di Perdas Alvas* ('delle pietre bianche'), dove si unisce alle formazioni già menzionate all'altezza della cantoniera di Scala Cavallo. Verso ovest termina a destra del *Rio di San Giorgio* la cui riva sinistra è formata da calcare cretacico. Verso nord il terreno terziario continua a seguire il corso del Rio di San Giorgio, divenuto *Rio di Porto Torres*, che poi giunge al mare. Vicino allo stabilimento agricolo della Crucca lo stesso terreno si ritrova anche sulla riva destra del Rio di Porto Torres, ma con una breve apparizione, per cedere poi il posto alla trachite antica ed anche al calcare cretacico del Monte Àivaru e dei luoghi viciniori, di cui si è già parlato nel capitolo V.

Il terreno terziario della Crucca è lo stesso che si trova andando da Sassari a Santa Natolia, eccettuata la *pietra forte*; in compenso la puddinga quarzosa che costituisce la base della formazione vi si trova molto sviluppata e su questa si continuano a vedere, lungo il Rio, gli stessi banchi di calcare grossolano giallo che, alla base occidentale della *chiesa di San Gavino*, a *Porto Torres*, contengono ricci ed altri fossili della stessa natura.

Porto Torres. Il punto più adatto per studiare il terreno di San Gavino è rappresentato dal bordo orientale del Rio di Porto Torres che scorre da sud a nord, fino al mare, passando sotto l'antico ponte romano. Nelle pareti del vallone si vedono antiche grotte sepolcrali e cave aperte un tempo nel calcare giallastro. Qui ho raccolto alcuni fossili, tra i quali citerò il *Clypeaster altus* Lk. (*I 52*), che si trova in abbondanza: ne ho presi diversi che erano pieni all'interno degli stessi elementi che formano la puddinga quarzosa indicata prima, il che prova che questi fossili appartengono agli strati inferiori del terreno terziario dei dintorni di Sassari; ho trovato anche numerose impronte interne di una specie di *Flabellum* con fori di *Lithophages* (*I 53*), ai quali possiamo aggiungere i fossili raccolti negli stessi luoghi dal Collomb, che si trovano a Parigi nella bella collezione Michellin: *Echinolampus hemisphaericus* Agas.; *Brissopsis elegans* Agas.; *Pericosma latus* Desh.; *Schizaster Sanctae Manzae* Desor.; *S. Borsonii* Sism.

Da Porto Torres (l'antica *Turris Lybissonis*) la strada che va a Sassari attraversa una piana accidentata formata sempre dagli stessi terreni. Vicino alla città, a fianco del *convento di San Pietro*, si trova una proprietà rurale appartenente al signor Tealdi: davanti alla casa colonica è stato praticato uno scavo profondo quattro metri per farne una cisterna, che ha messo allo scoperto un possente strato di marna blu, del tutto simile a quella conosciuta nel continente col nome di subappenninica. In mezzo ai materiali di scavo i fossili non sono pochi come quantità, ma sono di poche specie, tutte già conosciute: si tratta principalmente di *Pecten cristatus* Bron., *P. semicostatus*? Münst. e *Schizaster sanctae manzae* Desor. E ancora: *Nassa semistriata* Broch.; *Venus cincta* Agas.; *V. erycinoides* Sism.; *V. senilis* Broch.; *Lucina globosa* Bon.; *Schizaster Parkinsonii* Agas. I due *Schizaster* e soprattutto il *S. sanctae manzae* sono molto abbondanti anche nei dintorni. In un chiuso della stessa proprietà, coperto di ulivi e posto a S-O della casa ad una distanza di 200 passi, ho visto, nel calcare grossolano giallo sovrapposto alla

marna blu, degli Spatanghi la cui presenza avvalora la mia opinione relativa all'età geologica del terreno con *Schizaster s. manzae* di Sassari, che mi risulta difficile separare dal terreno subappenninico.

Una località simile a quella della Villa Tealdi si trova pure nelle vicinanze di Sassari, in un vallone verso est, che viene chiamato *Logulentu*, nome proveniente, secondo alcuni etimologisti, dal latino *Lucus Lentuli*. Ricco di fontane e ruscelli e coperto da aranci, limoni e piante di alloro, è rinomato e conosciuto dagli amanti dei giardini; vi si trovano gli stessi fossili della Villa Tealdi. Per completare l'elenco di quelli raccolti nei dintorni di Sassari aggiungerò i seguenti: *Aturia zigzag* Brn., simile a quella di Torralba già citata a suo luogo; *Ficula intermedia* Sism.; *Voluta rarispina* Lk.; *Conus ponderosus* Broch.; *Lucina spuria* Desh.

Nuraghe de sa Patada. Se si continua, passato Logulentu, verso est e si risale la collina dopo un mulino ad acqua, munito di due ruote poste l'una al di sopra dell'altra, si trova un crepaccio che sbocca nel vallone principale, dove scorre il *Rio di Ottava*. Seguendo la stretta valle, si giunge al *Nuraghe de sa Patada*, le cui rovine si trovano nel punto culminante della zona, che già appartiene al territorio di Sèdini. Questa località selvaggia, pressoché incolta, da me visitata e studiata a più riprese, fu oggetto anche di due escursioni di De Vecchi e sembra fatta apposta per ingannare i geologi per l'apparente contraddizione che essa propone dei dati rilevati nelle altre parti dell'isola. I resti del nuraghe si trovano su un'altura quasi conica di trachite antica, sulla natura della quale è impossibile sbagliarsi se si è studiato bene questo tipo di terreno, così frequente nella parte occidentale della Sardegna. Ai piedi del monticello appare un deposito terziario di cui presento qui sotto una sezione disegnata da me e verificata da De Vecchi in due viaggi successivi fatti dietro mia preghiera.

Fig. 57

T, trachite antica; *s*, deposito sabbioso modificato, pieno di pettini (*P. opercularis* Lk.); *g*, grès o pseudopuddinga calcarea contenente grossi massi di trachite anfibolica; *d*, banco calcareo con Discorbiti; *s'*, banco con Scutelle; *c*, calcare grossolano bianco-giallastro simile a quello di Sassari.

Depositi terziari e la trachite. Ciò che vi è di più importante da segnalare in questi depositi terziari, evidentemente contemporanei, è la presenza dei massi di una trachite anfibolica e fonolitica (*I 54*), che non lontano da lì forma i monti conici di *Osilo*; ora, siccome tutti i dati raccolti durante i lunghi anni consacrati allo studio geologico dell'isola mi inducono a riferire l'apparizione della trachite di Osilo, di Monastir e del Capo di Pula ad un periodo posteriore a quello dell'espansione della trachite antica ed anche ad un'epoca più recente dei primi depositi subappenninici, come spiegare la presenza di massi della stessa roccia negli strati inferiori dello stesso deposito, che sembra in principio essere stato sollevato dalla stessa trachite antica di cui riferisco l'apparizione ad un'epoca più lontana?

Un modo molto semplice di farsi una ragione di questo duplice fenomeno sarà quello di vedere nella trachite del monticello di Sa Patada una roccia uscita dall'interno della terra dopo l'apparizione della trachite anfibolica e fonolitica di Osilo, i cui frammenti si trovano nei banchi di arenaria e di calcare che in seguito furono raddrizzati ai piedi della collina e che sono inclinati verso ovest; esaminando però con attenzione le località vicine, non si tarda a rilevare che la trachite antica, del tutto simile a quella della collina del nuraghe de sa Patada, si trova lì vicino nel giusto posto geologico che le avevo attribuito nell'ordine delle formazioni dei terreni dell'isola. D'altronde, in base a ciò che abbiamo osservato a Santa Natolia di Sassari e a ciò che vedremo alla *fontana del Fico*, non posso discostarmi dalla regola generale che ho stabilito relativamente al periodo dell'espansione della trachite antica.

Sulla base dei dati raccolti sull'età della trachite stessa e di quella anfibolica e fonolitica della Sardegna, mi è sembrato giusto stabilire che l'apparizione della prima dovette avvenire nell'isola subito dopo la formazione dei depositi del terreno eocenico, mentre quella della seconda sarebbe avvenuta prima dell'intero sviluppo del terreno subappenninico. Mi è sembrato anche di poter dire che durante il lungo intervallo di tempo che dovrebbe essere intercorso tra i due periodi geologici, le acque del mare subappenninico fecero irruzione nell'isola in mezzo alla grande massa di trachite antica già apparsa. D'altra parte ho ragione di credere che la trachite anfibolica e fonolitica di Osilo sia uscita dall'interno della terra mentre si depositavano i primi strati del terreno terziario della Patada, come mostra la sezione della figura precedente.

In questo modo si spiega anche la presenza dei blocchi in questa località, mentre banchi assolutamente simili contengono altrove frammenti di trachite più antica. La massa di quest'ultima potrebbe essere stata sollevata in un'epoca più recente nel punto in cui oggi si trova il nuraghe de sa Patada e congiuntamente al deposito terziario: ma io vedo in questo un effetto puramente dinamico; in poche parole, la trachite antica della collina del nuraghe avrebbe giocato un ruolo passivo all'epoca nella quale il deposito terziario che si trova ai suoi piedi è stato sollevato con essa, inclinato ed anche leggermente modificato. Di conseguenza, dò di questo deposito terziario

la stessa spiegazione che ho proposto in relazione alla *pietra forte* di Santa Natolia.

L'altro importante particolare della località in oggetto è la presenza, nel terreno terziario, di Discorbiti e di vari altri fossili, inseriti fino ad ora nella formazione media o miocenica; essi sono associati ad altri fossili del terreno superiore o pliocenico, come il *Pecten opercularis* Lk., che forma un considerevole ammasso nel calcare di Scala di Giocca. Il citato miscuglio di fossili si vede chiaramente consultando i campioni *I 54, 55, 55bis*. Ecco l'elenco dei principali fossili trovati nella località: *Heterostegina complanata* Mgh.; *Nummulites* sp.; *Alveolina irregularis* Mgh.; *Clypeaster scutellatus* Marc. de Serr.; *Venus plicata* Gmel.; *Pecten opercularis* Lk.; *Nassa mutabilis* Desh.; *Trochus patulus* Br. (la stessa *Nassa* si trova, insieme alla *Operculina complanata* d'Orb., anche a Santa Natolia). Si vede chiaramente che questo deposito è la continuazione del precedente.

Per completare la nostra esposizione sulla somiglianza fra i terreni delle due località aggiungerò che, avendo recentemente esaminato con grande attenzione, nel giugno 1835, la parte inferiore del deposito terziario, proprio all'incrocio della strada vicino alla fontana del Fico, ho potuto osservare qualcosa che mi era sfuggita nelle escursioni precedenti, e cioè che numerosi ciottoli trachitici contenuti in abbondanza nello strato inferiore possono essere ricondotti, come quelli del nuraghe di Sa Patada, alla trachite che definiamo anfibolica e che si trova al proprio posto lì vicino, sotto il monte conico di Osilo. Assieme a questi ciottoli se ne trovano altri appartenenti alla trachite antica e sulla quale questa formazione poggia direttamente.

Da questi fatti concludo che i ciottoli del banco calcareo della fontana del Fico, come quelli del nuraghe di Sa Patada, provengono da una espansione della roccia anfibolica di Osilo riferibile ad un'epoca anteriore a quella che ha messo allo scoperto l'intera massa dei tre monti, su uno dei quali è edificato il villaggio. Torneremo su questo spinoso argomento nei capitoli XIV e XVII.

Dalla fontana del Fico fino al monte conico di Osilo (*Tavola V, figura 4*) si trovano ancora dei lembi di calcare terziario sovrapposti alla trachite antica. Ne ricordiamo uno che si trova a cinque minuti dalla fontana sulla stessa strada per Osilo: si tratta di un banco di calcare grossolano molto bianco, a tratti friabile e che macchia le mani, pieno di impronte interne di *Pectunculus pilosus* Lk. (*I 58*). Vi ho trovato anche dei *Flabellum* uguali a quelli di Porto Torres.

Ecco l'elenco dei fossili, recuperati cammin facendo lungo la strada tra la fontana del Fico e l'inizio della salita per Osilo, situata nella massa trachitica anfibolica:

Pecten medius Lk.; *P. benedictus* Lk.?; *Venus venetiana* Sism.; *Natica* sp.; *Cardita* sp.; *Pectunculus pilosus* Lk.; *Astrea* (*Sarcinula conoidea*) Goldf. (*I 59*); *Flabellum* sp.

Per dare al lettore un'idea più chiara della posizione dei depositi calcarei della zona della Fontana del Fico, aggiungo questa sezione dimostrativa, disegnata durante l'ultima escursione, nel 1855.

Fig. 58

T, trachite antica; *tp*, trachite anfibolica del monte di Osilo; *p*, puddinga fossilifera a cemento calcareo contenente i ciottoli delle due rocce *T* e *tp*; *d*, banco con Discorbiti (*Heterostogina complanata*); *s*, banco di Scutelle e Pettini (*Pecten opercularis*, abbondante); *c*, calcare grossolano bianco, suddiviso in lastre.

Tutti questi terreni nel loro insieme sono rappresentati nella *Tavola V, figura 4*, nella quale si distinguono i tre monti di Osilo e, in primo piano, la fontana del Fico: si vedono le rocce calcaree sovrapposte alla trachite antica e fortemente inclinate dalla parte opposta rispetto al centro del massiccio, formato da trachite anfibolica e da roccia fonolitica. Ne riparleremo nel capitolo XIV.

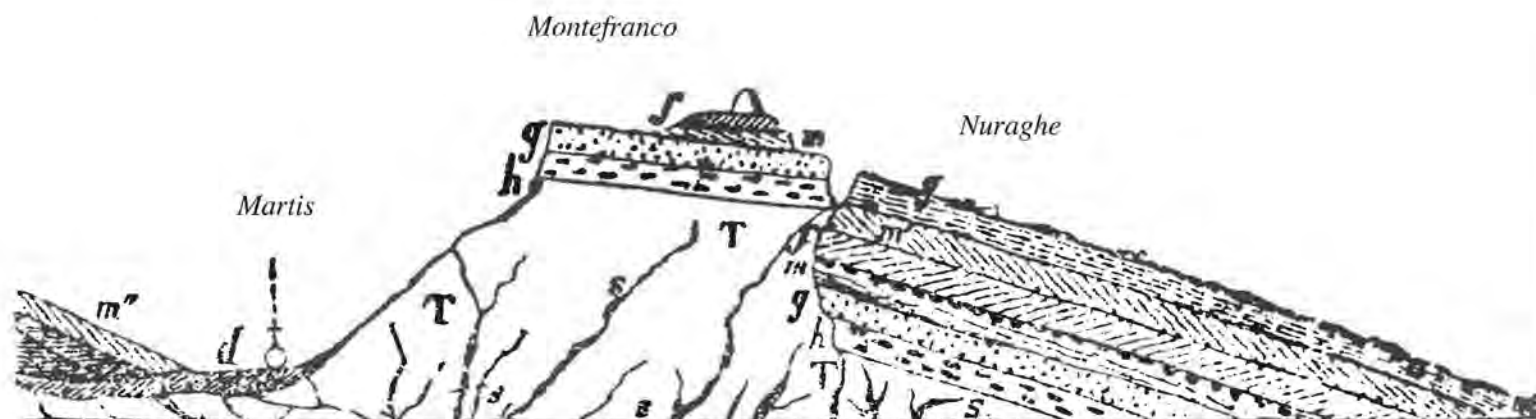
Avvicinandosi a Osilo il terreno terziario scompare dai bordi della strada per lasciare il posto alla roccia trachitica e fonolitica indicata prima: su di essa si trova Osilo, la *chiesa di Sant'Antonio* e quella di *Nostra Signora di Bonaria*; il calcare però si mostra tutto intorno al gruppo con inclinazioni che denotano come all'epoca nella quale queste alture assunsero l'elevazione attuale i depositi terziari avessero già acquisito il loro intero sviluppo così da essere sollevati intorno al massiccio centrale ed inclinati dalla parte opposta.

Martis. Oltrepassata la base orientale di questi monti, la roccia terziaria riappare nel bacino di *Martis*: le case di questo villaggio, che si trova 14 km ad est di Osilo, poggiano su tufo pomiceo associato a formazioni di calcare di acqua dolce, che possiamo inserire tra i depositi del periodo miocenico. Prima di giungere all'abitato, vicino alla *chiesa di Santa Lucia*, si trovano dei banchi calcarei sovrapposti al tufo pomiceo ed anche

alla trachite antica: nella massa calcarea furono ricavate delle antichissime grotte sepolcrali.

Questa roccia è esattamente la stessa che abbiamo segnalato tra Sassari e Osilo, ma nella parte inferiore vi ho osservato della marna fogliettata di colore bruno-chiaro contente delle scaglie di pesce, da ricondurre al genere Cicloidi e Clenoidi (*I 60*). Questi banchi si vedono soprattuto presso una chiesa isolata a sud di Martis. La marna fogliettata rassomiglia a quella osservata ad Ales (*I 24*). In entrambe le località si trovano delle scaglie nella parte inferiore del deposito pliocenico: questo si sviluppa a Martis proprio sopra l'abitato, dove forma la collina di *Montefranco*, che domina il paese. Mi è sembrata una notevole faglia, e l'ho voluta rappresentare nella figura seguente.

Come si può vedere dalla sezione, la base di questi terreni è rappresentata dal tufo pomiceo, biancastro o grigio, attraversato

Fig. 59

T, tufo pomiceo attraversato da numerosi filoni *s* di silice passante al diaspro, al calcedonio e alla cornalina; *d*, lembo di calcare di acqua dolce; *m''*, banco di marna bruna con scaglie di pesci (*I 60*); *h*, banco calcareo pieno di frammenti di quarzo e contenente numerose ostriche (*I 61, 62*); *g*, grès quarzifero con Scutelle; *m*, calcare marnoso ricco di impronte di conchiglie bivalvi (*I 63*); *f*, marna leggermente fogliettata anch'essa fossilifera; *m'*, calcare marnoso grigiastro con conchiglie; *g'*, grande banco di grès quarzifero con numerose conchiglie.

da numerosi filoni di selce piromaca passante al diaspro e alla cornalina, come poi diremo nel capitolo XIII. Sul tufo in questione, ai piedi del Montefranco, poggia uno strato di calcare molto ricco di quarzo *h*, che contiene in quantità l'*Ostrea lamellosa* e l'*O. foliosa* Broch. così da farlo rassomigliare a quello segnalato prima a Monteleone, sotto Giave lungo la strada reale, a Montemaggiore e vicino a Scala Cavallo; il banco *g* contiene le stesse ostriche associate a scutelle piatte e sottilissime che sporgono dalla superficie della roccia in decomposizione. Malgrado questa, il grès quarzoso è così duro che mi fu impossibile estrarre intera una sola di queste scutelle; nonostante ciò, anche senza l'aiuto dei frammenti del fossile ricavati dallo strato di roccia, sono convinto che esso appartiene alla stessa specie incontrata in un analogo giacimento ed in un banco del tutto simile posto nelle vicinanze di Ploaghe, dove sono invece riuscito a recuperare dei campioni interi, riconosciuti poi come *Scutella subrotunda* Lk.

Al di sopra dello strato con scutelle si trova quello marnoso *m*, ricco di impronte di conchiglie bivalvi, tra le quali ho osservato le seguenti: *Venus senilis* Broch.; *V. cincta* Agas.; *Arca antiquata* Lk.; *Lima squamosa* Lk.; Le impronte (*I 63*) sono numerose, ma generalmente non identificabili. Nello stesso strato marnoso si vedono anche dei piccoli giacimenti di ghiaia contenenti frammenti di conchiglie e di foraminifere (*Alveolina*, *Triloculina*, *Cristellaria* e altre ancora). La marna fogliettata *f* è anch'essa fossilifera, ma soprattutto lo è quella contrassegnata con *m'*, nella quale pure si trova il *Pecten cristatus*. Quanto al grande strato bianco calcareo quarzoso *g'*, è così consistente di struttura che, malgrado tutti i miei sforzi ed il numero elevato di esemplari di fossili, non sono riuscito a procurarmene alcuno intero. Si tratta comunque quasi sempre di esemplari di *Pecten jacobaeus* o *P. medius*. Sono invece riuscito ad estrarre un grosso frammento di una *Cellephora* dendroide, molto simile alla *C. palmata* Mich.

Tutte le formazioni del Montefranco di Martis si dirigono pressappoco da N, N-O verso S, S-E con una forte inclinazione verso E, N-E. Il punto più alto della collina, in cui si trova un nuraghe in parte crollato, mi è sembrato avesse due strati di meno della parte della stessa formazione rivolta a est: ciò mi ha fatto pensare all'effetto di una faglia formatasi nel monte, in seguito alla quale gli stessi strati, all'interno di esso, non si trovano sullo stesso piano. Quelli ad est, d'altronde, sono molto più inclinati di quelli corrispondenti ad ovest del Montefranco, la cui cima avrebbe subìto un denudamento prima di essere portata alla sua altezza attuale, contrariamente a quello che si osserva di solito.

Nella figura qui sopra ho raffigurato anche, in maniera solamente teorica, la posizione del calcare d'acqua dolce *d* e quella della marna con scaglie di pesci *m"*. Non saprei dire se la marna fogliettata si debba mettere in rapporto a quella contrassegnata con *f* nella sezione del Montefranco; sono più disposto a considerarla come facente parte di un deposito posto tra il calcare d'acqua dolce o tufo pomiceo (secondo me miocenici) e il terreno terziario pliocenico: così si potrebbe ravvicinare questa marna a quella di Ales già citata in precedenza.

Chiaramonti, Bulzi e Sèdini. A sud di Martis la roccia terziaria si può seguire fino ai dintorni di *Chiaramonti*, che è un paese costruito per metà su un calcare grossolano bianco e per l'altra metà su un tufo pomiceo dello stesso colore. Le stesse formazioni si ritrovano anche dall'altra parte della grande vallata, cioè verso i villaggi di *Bulzi* e di *Sèdini*, fornitori di calce alla zona esclusivamente granitica della Gallura. Infatti il terreno terziario di cui stiamo trattando cessa di colpo prima di giungere al fiume Coghinas, limite orientale della Gallura, e riappare solo nella *penisola della Testa*, di fronte alla città ed alle falesie di Bonifacio in Corsica, dove questa stessa roccia è sviluppata su una più vasta scala che alla Testa.

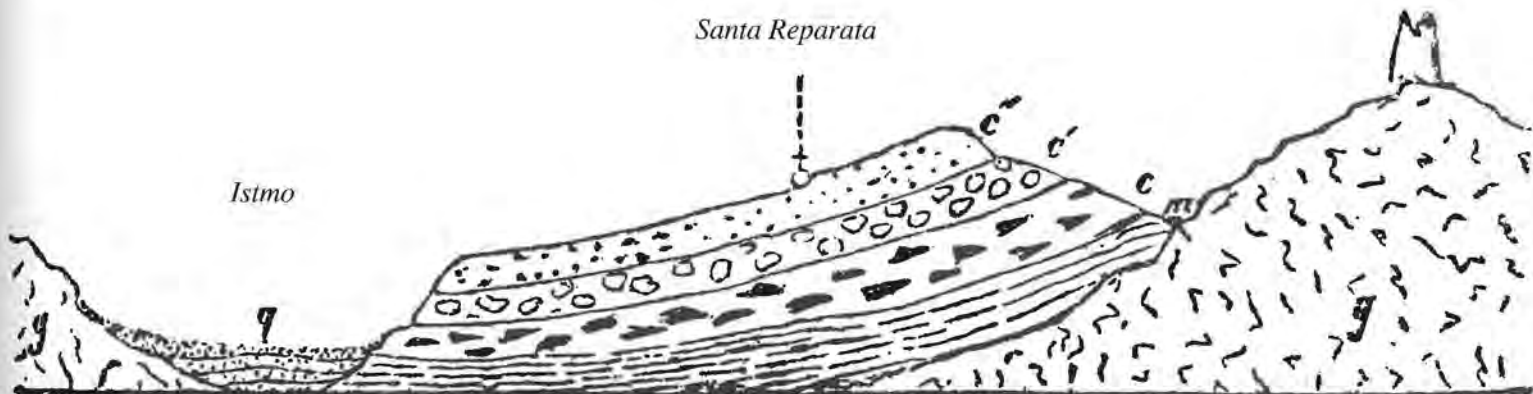
La Testa. L'istmo che unisce la penisola all'estremità settentrionale della Sardegna è ricoperto unicamente di grès e di sabbioni quaternari, dei quali parleremo nel capitolo seguente; ma, non appena si giunge nella penisola, il terreno terziario appare sotto le sabbie. Dopo aver oltrepassato l'istmo, si incontra inizialmente il grès, che a prima vista potrebbe confondersi con il grès quaternario che lo ricopre in alcuni punti, che è più compatto e si estende in strati possenti e molto sviluppati. D'altronde i fossili contenuti sono molto differenti da quelli del grès quaternario. Questo tipo di roccia si mostra fino all'interno della penisola adattandosi alle ondulazioni della massa granitica, che compone l'altra metà della Testa, dove si trova la torre omonima.

Per la sua posizione il terreno della Testa potrebbe essere paragonato ad un piano leggermente ondulato e inclinato depositatosi sulla roccia granitica con la forma di un ventaglio, di cui l'istmo rappresenterebbe l'impugnatura. Si compone di strati successivi di un certo spessore e quasi orizzontali che, dalla parte del mare, formano una falesia poco elevata. Eccone una sezione generale (qui sotto).

Fig. 60

g, granito; *t*, terreno terziario visto nel suo insieme; *q*, grès o sabbie quaternarie; *d*, terreno quaternario d'acqua dolce.

A questa sezione, che comprende la zona che va dal *porto di Longon Sardo* fino alla penisola della Testa, ne facciamo seguire subito un'altra parziale, che comprendente la sola penisola e che colloco qui anche come indicazione delle rocce della località di cui sto per parlare.

Fig. 61

g, granito; *m*, calcare marnoso fossilifero; *c*, calcare con Turritelle (*I 64*); *c'*, calcare quarzifero con Scutelle (*I 65*); *c''*, banco calcareo-marnoso contenente Discorbiti (*Operculina complanata* d'Orb.) (*I 66*); *q*, grès e sabbie quaternarie.

Lo strato contrassegnato con *m* è visibile soltanto in riva al mare nella parte orientale della penisola. Il *c*, che contiene delle turritelle, risulta molto più sviluppato ed i suoi fossili sono da ricondurre alla *Turritella vermicularis* ed alla *T. subangulata* Broch.; vi si trovano anche dei pettini, che abbondano maggiormente negli strati superiori. Il giacimento di turritelle mi ha ricordato quelli già segnalati a Nurri e vicino a Genone, dove si trovano alla base della roccia pliocenica.

Il calcare quarzifero *c'* rassomiglia in ogni aspetto a quelli di Ploaghe e di Martis, già descritti: contiene ostriche tra le quali l'*Ostrea Virleti* Desh. e l'*O. cristata* Lk. ed anche dei pettini (*Pecten burdigalensis*, *jacobaeus* e *latissimus*), lo *Schizaster*

Parkinsoni Agas. e infine delle Scutelle; si rafforza così il riavvicinamento con i terreni terziari mostrati prima.

Al di sopra della formazione contenente ostriche, pettini, degli schizaster e delle scutelle, è sistemato un deposito molto più esteso di calcare *c*", pieno di discorbiti simili all'*Operculina complanata* d'Orb. Questa formazione, che si incontra anche dall'altra parte dello stretto, si divide superiormente, alla Testa così come a Bonifacio, in larghe placche risonanti contenenti ciottoli di rocce granitiche ed anche schistose. Si potrebbe affermarre che durante la sua deposizione ebbe luogo uno spostamento del terreno o del mare in modo da introdurre nel calcare grossolano con discorbiti dei frammenti di rocce venute da molto lontano. Su questa roccia si trovano i resti della *chiesetta di Santa Reparata*, di origine pisana, che mi ricordo di aver visto ancora in piedi durante la prima visita fatta qui nel 1823: ora, invece, è completamente distrutta.

Bonifacio. Il deposito terziario della Testa, col quale termina l'enumerazione dei punti più importanti della parte occidentale della Sardegna in riferimento alle rocce oggetto del presente capitolo, si ritrova, come ho appena accennato, dalla parte opposta dello stretto di Bonifacio: qui costituisce il suolo del *Capo Pertusato*, dove raggiunge una notevole altezza. I limiti che mi sono imposto all'atto della presentazione del piano dell'opera non mi permettono di descrivere minuziosamente i terreni della Corsica, che ho comunque esaminato; mi limiterò a far osservare la perfetta identità tra i depositi terziari della penisola della Testa e quelli di Bonifacio e dei relativi dintorni. Questa identità è provata soprattutto dalla presenza dei discorbiti, dei ricci, delle scutelle e degli spatanghi, che così chiaramente contraddistinguono le formazioni della Corsica meridionale e quelle della Sardegna settentrionale.

Deposito terziario della costa orientale

Orosei. Non mi resta ora che ricordare un deposito terziario che si trova nella parte orientale dell'isola, e che pare del tutto isolato. Infatti, se dalla Testa si percorre il litorale orientale fino a Cagliari, non si trova più alcuna traccia di terreno terziario, eccetto che nei dintorni di *Orosei*. È interessante osservare che la sua struttura ed anche gli stessi fossili, pur conservando un'aria familiare in relazione ai depositi analoghi appena descritti ed ai loro fossili, assumono in realtà l'aspetto di quelli del continente e soprattutto di quelli dei dintorni di Roma, che sono posti proprio di fronte ad Orosei.

Nel VI capitolo, descrivendo il terreno nummulitico di Orosei, ho mostrato una sezione generale delle rocce di questa zona. Nella sezione (così come nella *Tavola. VI, figura 4*), si può osservare la posizione relativa del deposito subappenninico con gli strati inferiori a nummuliti e ricoperto da lava basaltica. Per questa ragione non aggiungo qui alcuna sezione particolare, limitandomi a descrivere la successione dei vari strati che formano la roccia terziaria.

Il primo sedimento di questo terreno poggia, in stratificazione discordante e pressoché orizzontale, sulla parte superiore del grès e della puddinga nummulitica contenente ciottoli di granito e di pegmatite.

È costituito in larga parte da un grès molto compatto a cemento calcareo, che contiene frammenti arrotondati di quarzo ed anche di granito. Questi frammenti sono associati ad una gran quantità di ostriche, tra le quali si riconosce l'*O. lamellosa* Broch.; sopra il grès si trova immediatemente un banco di calcare giallastro, ricco di incavi e di impronte di conchiglie (*I 67*). Il calcare conchigliare ricorda in maniera molto evidente, sia per la conformazione sia per la quantità di fossili, quello delle vicinanze di Cagliari e quello analogo di Capo San Marco. La roccia è ricoperta da un grès sabbioso giallastro, quasi incoerente, che a sua volta risulta uguale a quello visto in numerose località dell'Italia e soprattutto a Monte Mario (Roma) e nei pressi di Girgenti, in Sicilia. Vi si trovano molte conchiglie: le più abbondanti sono il *Pecten cristatus* Bron. e il *P. pleuronectes* Lk. (*I 68, 69*). La presenza di quest'ultima specie, che è comune anche alla fauna attuale ed a quella dei terreni subappenninici, completa la rassomiglianza del deposito di Orosei con quelli di quella parte d'Italia che gli sta di fronte.

Il deposito terziario si limita alla collina che domina il paese ed alla parte inferiore di qualche altro pianoro basaltico vicino, ivi compreso quello sul quale sorge il curioso *cratere del Murtale*, di cui riparleremo nel capitolo XV. Questi pianori, ora separati tra loro da larghi crepacci tra i quali scorre attualmente il fiume di Orosei, una volta formavano, a quanto pare, un unico suolo che in seguito fu ricoperto in maniera uniforme da una grande colata di basalto; più tardi ebbero luogo le spaccature che frazionarono in tante parti la superficie.

Ecco ora lo scarso elenco di fossili pliocenici da me raccolti nel versante occidentale dell'altopiano che domina da presso il villaggio di Orosei. Avrei potuto raccoglierne molti di più, ma potei dedicarvi solo pochi minuti tanto ero impegnato, tutte le volte che le mie escursioni mi portavano da queste parti, ad osservare gli altri fenomeni geologici della zona. Perciò invito i geologi che verranno dopo di me a colmare questa involontaria lacuna. La lista che segue è comunque sufficiente ad identificare il terreno della zona.

Ostrea cristata Lk.; *O. Lamellosa* Broch.; *O. Cochlear* Poli.; *Pecten pleuronectes* Lk.; *P. cristatus* Brn.; *P. pusio* Lk.; *P. scabrellus* Lk.; *P. grandis* Sow.; *Arca antiquata* L.; *A. Noë* L.; *Turritella vermicularis* Broch.

Conclusioni. Dopo aver passato in rassegna le numerose località sarde in cui si trova la roccia oggetto del presente capitolo, non mi resta che giustificarne la classificazione tra i depositi pliocenici e subappenninici che io suggerisco. Non dimentichiamo che il calcare di Bonifacio e di *Santa Manza*, in Corsica, viene classificato da quasi tutti i geologi che se ne sono occupati come un terreno terziario medio o miocenico. D'altronde esso figura come tale nella carta geologica di Francia. Io stesso ho affermato che le rocce terziarie della penisola della Testa, nel nord della Sardegna, sono evidentemente la continuazione di quelle della Corsica meridionale; infine, ho fatto osservare che i calcari dei dintorni di Sassari e soprattutto quelli de Sa Patada e della fontana del Fico contengono non solo gli stessi fossili di Bonifacio e di Santa Manza, ma anche delle specie che caratterizzano il terreno terziario medio: si tratta dell'*Operculina complanata*, del *Clypeaster scutellatus* e *altus*, dello *Schizaster Sanctae Manzae* e *graecus*, del *Pecten burdigalensis* e *grandis*, ecc.

Non bisogna però dimenticare che l'*Operculina complanata* si trova, alla Testa ed anche a Bonifacio, nella parte superiore della formazione, e che nella prima località gli strati che la contengono sono sovrapposti ad un altro strato contenente turritelle (*T. vermicularis* e *subangulata*), che sono proprie del terreno subappenninico; allo stesso tempo a Sa Patada e alla fontana del Fico abbiamo visto l'*Heterostegina complanata* ed il *Clypeaster scutellatus*, fossili chiaramente miocenici, posti sopra uno strato notevole con lo stesso *Pecten opercularis* che non lontano da lì, a Scala di Giocca, ma anche nei dintorni di Cagliari, si trova sotto marne blu subappenniniche ben caratterizzate. Abbiamo detto anche più volte che mi è stato impossibile stabilire una linea di confine tra le differenti formazioni di queste rocce; debbo quindi concludere che esiste una promiscuità di fossili e che i fatti esposti servono solo a dimostrare che tutte le opinioni al proposito sono valide.

Io non metto in discussione la promiscuità dei fossili miocenici e pliocenici nei terreni terziari della Sardegna, ma, siccome il numero dei fossili pliocenici è di gran lunga maggiore delle altre specie contenute in queste formazioni e siccome

spesso essi ne occupano gli strati inferiori, manterrò la mia classificazione. D'altra parte un geologo preparato e competente come E. Collomb, che ha appena percorso la Spagna e l'Italia, rendendo conto dei calcari osservati nei dintorni di Sassari durante una visita effettuata nel 1853, si esprime in questi termini: «Essi [terreni] sono posteriori alle trachiti; penso che il La Marmora li abbia classificati come pliocenici». (Aggiungo che anche le rocce terziarie spagnole non sono correttamente definite, secondo il mio punto di vista, perché il terreno di Cadice, che ho studiato nel 1852, mi risultò pliocenico e non miocenico, come è convinzione di molti geologi).

Non bisogna dimenticare che nel precedente capitolo VII ho segnalato in Sardegna una roccia del tutto diversa da quella che è oggetto del presente capitolo: roccia che, per la sua posizione, per la stratificazione discordante, per la struttura e soprattutto per la specie dei suoi numerosi fossili, deve essere considerata come una formazione a sé stante. Sicuramente questa roccia non può essere considerata terziaria inferiore o eocenica perché questa già esiste nell'isola con caratteristiche del tutto differenti, e anche perché i suoi fossili non hanno nulla in comune con quelli della *pietra forte* di Bonaria. Dimostrerò, nel capitolo seguente, che non possiamo ritenere come pliocenico quel deposito molto comune sulle coste dell'isola così come lungo tutte le coste del Mediterraneo che chiamiamo quaternario; d'altronde i relativi fossili appartengono tutti a specie oggi viventi e conservano colori e freschezza tali da non poterli confondere minimamente con quelli del terreno del quale ci stiamo occupando ora.

Così, siccome la scienza non ammette che tre tipi di roccia terziaria, l'eocenica, la miocenica e la pliocenica, e, scartando a priori la prima (segnalata dalle parti di Iglesias), la scelta si riduce fra le due restanti per poter classificare sia la *pietra forte* di Bonaria, sia le numerose rocce descritte nel presente capitolo; infine, dato che i fossili della *pietra forte* sono esclusivamente propri della vera roccia miocenica, se ne deduce che il grande deposito di calcare grossolano che attraversa l'isola da nord a sud, da Porto Torres fin oltre Cagliari, deve essere inserito nell'unica categoria restante, cioè in quella della roccia pliocenica e indipendentemente dalla quantità dei fossili subappenninici che contiene.

L'esclusione di quest'ultimo dal miocenico, già rappresentato in Sardegna dalla *Pietra forte* di Bonaria, la sua stratificazione discordante con l'andamento di quest'ultima e con quella del tufo pomiceo, da me ritenuti miocenici, fanno della roccia in oggetto un deposito che è misto nella parte settentrionale dell'isola e che diventa gradatamente pliocenico man mano che si procede verso sud.

Questa caratteristica ci porta ad affermare che questa roccia fu inizialmente depositata da un mare la cui fauna non aveva ancora subìto le mutazioni che si manifestarono successivamente.

Ciò ebbe luogo nella misura in cui le acque di quel mare penetrarono nei vuoti formati in seno alla grande massa trachitica dell'isola, da Castelsardo e Porto Torres fin oltre Cagliari, dove finì per ricoprire il lembo preesistente della *pietra forte*. Il deposito di quest'ultima era avvenuto in una precisa epoca precedente, che io ritengo il *vero* periodo miocenico.

Non mi sforzerò qui di ricercare la causa della distruzione di un gran numero di specie di animali marini miocenici; per ora mi basta constatare che la loro scomparsa non fu improvvisa, ma avvenne progressivamente e nel periodo in cui le acque del mare penetrarono lentamente da nord a sud alla base occidentale della massa granitica e schistosa che forma il grande massiccio longitudinale della Sardegna.

Per rafforzare la tesi sulla promiscuità dei fossili marini miocenici e pliocenici del nord dell'isola e sulla sparizione progressiva dei primi man mano che la formazione avanza verso sud, ecco un elenco di tutti i fossili citati nel presente capitolo con l'indicazione delle località di provenienza.

Elenco generale dei fossili della roccia mista, miocenica e pliocenica della Sardegna, dalla penisola della Testa fino al Capo Sant'Elia di Cagliari.

Pesci

Clupea sp. (scaglie)	Ales
Ctenoide sp. (scaglie)	Martis
Cycloide sp. (scaglie)	Martis

Crostacei

Platycarcinus antiquus? E. Sism.	Capo San Marco
Cancer Leachi Dsm. *M*	Codrungianus, Bonorva

Molluschi

Balanus stellaris Broch.	Capo della Testa
Balanus sulcatus Brug.	Ploaghe
Aturia zigzag Brn. *M*	Sassari, Torralba
Turritella vermicularis Broch.	Capo della Testa, Orosei, Pirri, Nurri, Genone
Turritella subangulata Broch.	Capo della Testa, Pirri, Capo San Marco
Brocchii Brn.	Genone, Fontanaccio, Capo San Marco
Trochus patulus Broch.	Pirri, Monte della Pace, Fontana del Fico
Turbo rugosus Lin.	Pirri
Solarium simplex Brn	Pirri
Strombus sp.	Sassari
Strombus Bonelli Brogn.	Pirri
Aporrhais pespelecani D. Cost.	Pirri
Aporrhais pesgraculi Phil.	Capo San Marco
Conus ponderosus Broch.	Sassari, Pirri
Conus Aldrovandi Broch.	Ploaghe
Conus pelagicus Broch.	Monte della Pace
Conus Mercati Broch.	Sassari, Monte della Pace
Voluta rarispina Lk.	Sassari
Fusus rostratus Broch.	Pirri
Fusus longiroster Broch.	Pirri, Monte della Pace
Ficula intermedia Sism.	Sassari, Monte della Pace, Su Puttu
Pleurotoma cataphracta Broch.	Sassari, Monte della Pace
Mitra scrobiculata Broch.	Pirri
Cancellaria cancellata Lk.	Pirri
Cassis saburom Lk.	Pirri
Nassa semistriata Broch.	Vigna Tealdi, Pirri
Nassa mutabilis Desh.	Santa Natolia, Fontana del Fico?, Pirri
Nassa prysmatica Broch.	Pirri
Nassa costulata Sism	Pirri
Vermetus triqueter Biv.	Fontanaccio
Dentolium aprinuum Lin.	Capo San Marco
Dentolium inaequale Brn.	Capo San Marco
Dentolium strangulatum Desh	Pirri
Gastrochaena n. sp.	Fontanaccio
Mactra triangula Ren.	Pirri, Capo San Marco
Panopaea Faujasi Men	Nurri, Fontanaccio
Panopaea n. sp.	Monte della Pace
Corbula gibba Broch.	Pirri, Fangario, Capo San Marco
Tellina compressa Broch.	Pirri
Tellina elliptica Broch.	Pirri
Tellina planata Lin.	Sassari
Donax minuta Brn.	Capo San Marco
Leda nitida d'Orb.	Capo San Marco
Petricola sp.	Nurri
Petricola fragilis Mich.	Genone
Venus venetiana Sism	Osilo, Pirri
Venus senilis Broch.	Martis, Vigna Tealdi, Sassari, Capo San Marco, Pirri
Venus cincta Agas	Martis, Sassari, Vigna Tealdi, Capo San Marco, Genone, Pirri
Venus Agassizii d'Orb.	Su Puttu, Capo San Marco, Genoni, Nurri

Venus Genei Mich.	Nurri, Pirri
Venus Chione Lin.	Monte della Pace, Pirri
Venus erycinoides Sism.	Pirri, Vigna Tealdi
Venus pedemontana Sism.	Pirri
Venus plicata Gmel.	Fontana del Fico
Cardium sulcatum Lk.	Pirri
Cardium rusticum Chem.	Pirri, Monte della Pace, Capo San Marco
Cardium ciliare Lin.	Pirri, Capo San Marco
Cardium aculeatum Lin.	Pirri, Capo San Marco
Cardium obliquum Lk.	Genoni
Cardita intermedia Lk.	Pirri
Lucina spuria Desh.	Sassari, Monte della Pace
Lucina sp.	Monte della Pace
Arca antiquata Lin.	Orosei, Martis, Capo San Marco
Arca Noë Lin.	Orosei
Arca mitiloides Broch.	Pirri
Arca pectinata Broch.	Pirri
Arca diluvii Lk.	Monte della Pace, Capo San Marco
Pectunculus nummarius	Broch. Capo San Marco
Pectunculus pilosus Lk.	Osilo, Fontanaccio
Pectunculus polyodontus	Broch., Ploaghe
Nucula placentina Lk.	Capo San Marco, Pirri
Mytilus barbatus Lin.	Capo San Marco
Lytodomus lithophagus Payr.	Vigna Tealdi
Chama dissimilis Brn.	Capo San Marco
Perna Soldanii Desh.	Monte della Pace, Fontanaccio
Lima squamosa Lk.	Martis
Pecten karalitanus	Monte della Pace?
Pecten burdigalensis Lk. *M*	Capo della Testa, Genone, Cappuccini di Cagliari
Pecten jacobaeus Lk.	Capo della Testa, Martis, Sant'Andrea Frius, Mandas, Fontanaccio
Pecten latissimus Broch.	Capo della Testa
Pencten scabrellus Lk.	Orosei, Ploaghe, Scala Cavallo, Cappuccini di Cagliari, Capo San Marco
Pecten pleuronectes Lk.	Orosei
Pecten Cristatus Brn.	Orosei, Martis, Sassari, Vigna Tealdi, Ploaghe, Codrungianus, Sant'Elia, Cappuccini di Cagliari, Fangario, Capo San Marco, Su Puttu
Pecten grandis Sow.	Orosei
Pecten pusio Lk.	Orosei, Capo San Marco
Pecten opercularis Lk.	Sa Patada, Fontana del Fico, Scala di Giocca, Ploaghe, Cappuccini di Cagliari, Capo S. Marco
Pecten benedictus Lk.	Genoni
Pecten medius Lk.	Osilo, Scala Cavalli, Sant'Andrea Frius, Capo San Marco
Pecten semicostatus Münst.?	Sassari
Pecten flabelliformis Broch.	Osilo, tra Bonorva e Giave
Pecten paucicosta Mgh.	Nuraminis
Pecten varius Pen.	Sassari, Capo San Marco
Pecten sp. n.	Sassari
Ostrea Virleti Desh.	Capo della Testa, Cappuccini di Cagliari, Nurri
Ostrea cristata Lk.	Capo della Testa, Orosei
Ostrea lamellosa Broch.	Orosei, Martis, Giave, Monteleone, Monte Maggiore, Scala Cavalli, Fontanaccio
Ostrea Cochlear Pol.	Orosei, Ploaghe, Capo San Marco
Ostrea Foliosa Broch.	Martis, Mandas
Ostrea corrugata Broch.	Ales, Capo San Marco
Ostrea denticulata Chem.	Capo San Marco
Anomia electrica Lin.	Capo San Marco
Terebratula Ampulla Broch.	Capo San Marco
truncata d'Orb.	Capo San Marco

Briozoi

Cellepora angulosa Reuss. *M*	Sa Patada
Celleporaria palmata d'Orb. *M*	Martis
Eschara biaperta Mich.	Pirri
Eschara cervicornis Mich.	Capo San Marco
Retepera echinulata Blainv.	Cappuccini di Cagliari
Lunulites Androsaces Mich.	Pirri

Coralliferi

Flabellum Avicula Mich.	Pirri
Flabellum Michelini M. Edw. J. H.	Pirri
Flabellum Basteroti M. Edw. J. H.	Pirri
Flabellum Subturbinatum M. Edw. J. H.	Pirri
Flabellum n. sp.	Osilo, Porto Torres
Ceratotrochus duodecimcostatus M. Edw. J. H.,	Capo San Marco
Astrea Ellisiana Dfr.	Fontanaccio, Mores
Astrea acropora d'Orb.	Fontanaccio
Sarcinula conoidea Goldf. *M*	Osilo

Foraminifere

Operculina complanata d'Orb. *M*	Santa Natolia, Capo della Testa
Heterostegina complanata Mgh.	Fontana del Fico, Sa Patada
Alveoloina irregularis Mgh.	Fontana del Fico
Numulites? sp.	Fontana del Fico, Sa Patada

Radiolari

Echinolampas hemisphaer. Agas. *M*	Sa Patada, P. Torres
Clypeaster scutellatus M. de Ser.	Sa Patada, Fontana del Fico, Ploaghe
Clypeaster altus Lk. *M*	Scala Cavalli, Porto Torres, Nurri
Clypeaster crassiocostatus Agas. *M*	Monte della Pace
Scutella subrotunda Lk. *M*	Martis, Ploaghe, Capo della Testa
Schizaster Sanctae Manzae Des. *M*	Sassari, Vigna Tealdi, Porto Torres, Su Puttu
Schizaster Parkinsoni Agas.	Vigna Tealdi, Thiesi, Capo della Testa, Capo San Marco
Schizaster Ambulacrum Agas. *M*	Capo San Marco, San Giovanni di Sinis
Schizaster curynotus Agas. *M*	Capo Sant'Elia, Monte della Pace, Capo San Marco
Schizaster graecus Agas. *M*	Capo Sant'Elia, Capo San Marco
Schizaster Borsoni Sism.	Porto Torres
Brissopsis elegans Agas. *M*	Porto Torres, Cagliari

È facile osservare che, sulle 139 specie di fossili comprese nell'elenco, sono solamente 15, contraddistinte da una *M*, quelle che, per l'esattezza, sono esclusive della roccia miocenica. Poi, a parte il *Pecten burdigalensis*, la cui presenza ai Cappuccini di Cagliari ed a Genone potrebbe essere messa in dubbio, tutte le specie mioceniche mescolate alle plioceniche si trovano nel nord della Sardegna, e mai al di sotto del 40° grado di latitudine. Dallo stesso elenco si evince che, se si eccettuano l'*Aturia zigzag*, i granchi ed il *Pecten burdigalensis*, le specie con la *M* appartengono tutte ai Coralliferi, ai Radiolari e alle Foraminifere: questo fatto denota che gli animali cui appartengono i fossili poterono resistere più dei molluschi alle mutazioni progressive della fauna miocenica e di quella di epoca pliocenica.

Ora, se mettiamo a confronto i fossili di quest'ultima con quelli della *Pietra forte* di Bonaria, da me ritenuti miocenici puro sangue (mi si passi l'espressione), troviamo, comuni alle due rocce, solamente le seguenti 12 specie: *Conus Mercati*, *C. ponderosus*, *Cassis saburon*, *Venus cincta*, *V. Chione*, *Pectunculus polyodontus*, *Arca Noë*, *Pecten scabrellus*, *P. Pusio*, *P. opercularis*, *p. benedictus*, *P. latissimus*.

Concludo che questi accostamenti, indipendentemente dalla discordanza di stratificazione esistente tra la *pietra forte* di Bonaria ed il calcare grossolano dei dintorni di Cagliari, la fauna delle due formazioni è completamente distinta l'una dall'altra: ciò annuncia un brusco cambiamento nella popolazione animale delle due epoche, mentre i depositi da noi chiamati misti si modificano gradualmente dal nord al sud dell'isola.

[Il capitolo si chiude con una tavola che segnala la presenza di 101 fossili dei 139 dell'elenco in altri luoghi del Mediterraneo, in particolare l'Italia, la Grecia, l'Algeria e Cipro. Si è ritenuto di non doverla ripubblicare nella presente edizione. N.d.C.].

CAPITOLO NONO

Il grès quaternario. Le spiagge sollevate. La breccia ossifera. Il Diluvium. I cordoni litorali

Il grès quaternario. Il grès quaternario cui mi riferirò nelle pagine che seguono ha il suo tipo in quello che ricopre il terreno terziario subappenninico dei dintorni di *Livorno*, in Toscana, e che viene estratto, come pietra da costruzione, col nome di *panchina* o di *pietra d'Antignano*, dell'*Antignano* ed anche di *Lantignano*. Questo grès, sul quale gli illustri Targioni Tozzetti e Savi hanno cominciato ad attirare l'attenzione dei geologi, è stato oggetto di uno studio particolare da parte mia, e non solo lungo tutto il litorale sardo, ma anche sulle coste delle isole vicine e su quelle della parte occidentale del bacino mediterraneo. Lo ho individuato anche al di là dello Stretto di Gibilterra, fino a *Cadice*. L'identità di composizione, che questo grès presenta nelle numerose località delle coste è tale che, se sui campioni non ci fossero le etichette, sarebbe impossibile distinguerli da quelli raccolti successivamente. È proprio per questo motivo che non mi sento di associarmi all'idea di coloro che hanno considerato questa roccia, come solamente locale ed esclusiva della Toscana. Avrò occasione di sottoporre al lettore, nel capitolo XVII, alcune considerazioni generali su di essa; per il momento mi limiterò ad enumerare le località in cui l'ho trovata e che sono in gran parte raffigurate nella *Tavola III* .

La sezione rappresentata nella *Tavola III, figura I*, è quella del terreno di Antignano vicino a Livorno: vi si può osservare il grès quaternario che ricopre, in strati pressoché orizzontali, il calcare più antico e raddrizzato. La sovrapposizione è molto chiara nei pressi del mare, ad un'altezza di 7-8 metri sul livello dell'acqua; il calcare più antico è forato da conchiglie di litofagi e sulla roccia, ricca di queste perforazioni, si è depositato il grès. Nella parte inferiore contiene ciottoli calcarei arrotondati dal rotolamento e perforati, vicino ai quali ho visto anche pietre della roccia serpentinosa che si trova nelle vicinanze, sul Monte Nero.

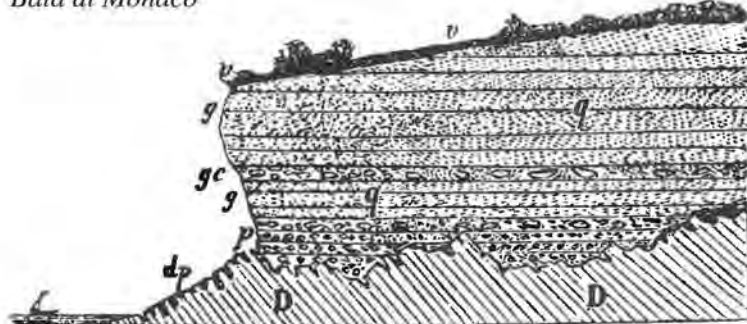
Secondo il Targioni il grès in questione si trova a Livorno sulle rive del Fosso San Giacomo, vicino al lazzaretto di Leopoldo; i suoi banchi non si estendono solo fino ad Antignano, ma formano, nel mare, degli scogli frammentati sui quali furono edificati il *Fanale*, la *Fortezza Vecchia* e le *Torri di Porto Pisano* e di *Marzocco*; si tratta della stessa roccia che forma la lunga striscia della *Meloria*. Sempre secondo il Targioni, nelle formazioni della cosiddetta *panchina* sarebbero state rinvenute le grandi corna di un cervo ed un dente di elefante assieme a impronte di conchiglie turbinate. Anche il prof. Savi citò questi depositi in un saggio sulle Alpi Apuane, del 1832, e nelle "Memorie" sulla costituzione fisica della Toscana, del 1859. È possibile che il deposito di un simile terreno formatosi ai nostri giorni sulla spiaggia della Torre Nuova sia realmente il prodotto di sorgenti minerali sottomarine, ma mi pare impossibile ammettere una origine simile per quanto riguarda i grès. Come si potrà spiegare la costante uniformità di composizione e di postura del grès in tutta l'area mediterranea e perfino al di là dello Stretto di Gibilterra, se se ne attribuisse l'origine a sorgenti sottomarine?

Monte Tignoso. Vicino ad Antignano e nelle vicinanze della stessa costa, appena all'interno, si trova un piccolo rilievo di roccia terziaria, chiamato *Monte Tignoso* per la sua nudità e la sua scabrosità. Esaminate con molta attenzione le numerose cave che vi sono state praticate per l'estrazione di pietra da taglio, mi sono reso conto che il nocciolo è formato da calcare biancastro grossolano, da me considerato certamente subappenninico. Anche questa roccia risulta perforata da litodomi ad un'altezza di 8-10 metri sul livello attuale del mare e ricoperta, ai due lati ed in stratificazione discordante, dalla cosiddetta *panchina* quaternaria, che rappresenta la principale causa dello sfruttamento della località (*Tavola III, figura II*).

Nella stessa tavola ho inserito la veduta di un fenomeno da me osservato a *Genova* prima degli attuali lavori per la ferrovia e prima della demolizione del *Forte San Giorgio* (*figura III*). Il grès quaternario è quasi completamente scomparso, ma si vedono ancora, o almeno si vedevano fino a qualche anno fa, sulla superficie del calcare del *Macigno* della *salita di Oregina*, i fori attribuiti a conchiglie perforanti, a circa 25 metri sull'attuale livello del mare. Sulle rocce con queste perforazioni si trovavano le tracce di una formazione arenacea con qualche conchiglia dell'era attuale.

Monaco e Nizza. Solo dopo aver terminato la preparazione della *Tavola III* ho appreso dal conte Spada Lavini, geologo ricco di meriti e molto conosciuto, che ha passato qualche tempo a *Nizza* nell'autunno 1855, che la *panchina* di Livorno (o, meglio, il nostro grès quaternario) si trova anche nei dintorni della città di *Monaco* e presso Nizza. Non avendo più tempo a disposizione per inserire il disegno relativo nella tavola, non ho esitato a compiere un'escursione in quei luoghi, per disegnare una sezione della roccia, che inserisco qui nel testo.

La località in questione si trova ad ovest del piccolo istmo che separa la città di Monaco dal continente, e viene chiamata "delle vecchie saline". Vi si trova realmente un lembo di grès quaternario che poggia sulla dolomia giurassica. Eccone la sezione.

Fig. 62

D, dolomia giurassica; *dp*, stessa dolomia perforata da Fòladi; *q*, grès quaternario preso nel suo insieme; *p*, puddinga grossolana a cemento di grès quaternario; *g*, grès quaternario propriamente detto, usato come pietra da taglio; *gc*, strati dello stesso grès contenenti conchiglie e subfossili di epoca attuale: *Cardium*, *Trochus*, *Pectunculus*, *Astrea*; *v*, terra vegetale.

Nei momenti di bonaccia si possono vedere sotto le acque i resti di vecchie saline, ora sommerse; mi è sembrato anche di intravvedere resti di antichi scavi. Del resto esistono tracce ben visibili di cave aperte in questa roccia lungo le pendici della collina vicino alla spiaggia che mostrano sfruttamenti molto recenti del grès, usato come pietra da costruzione per le fortificazioni della città.

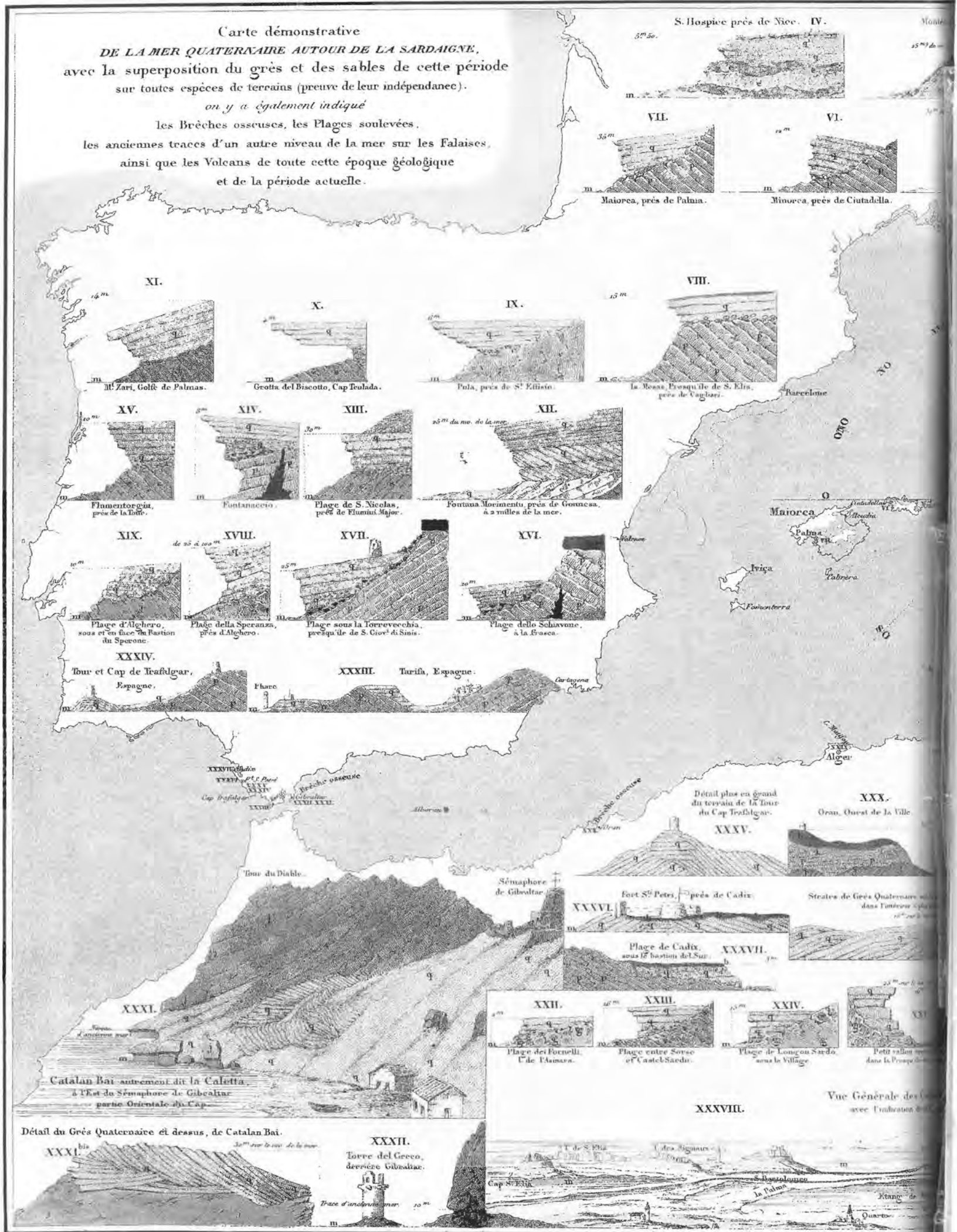
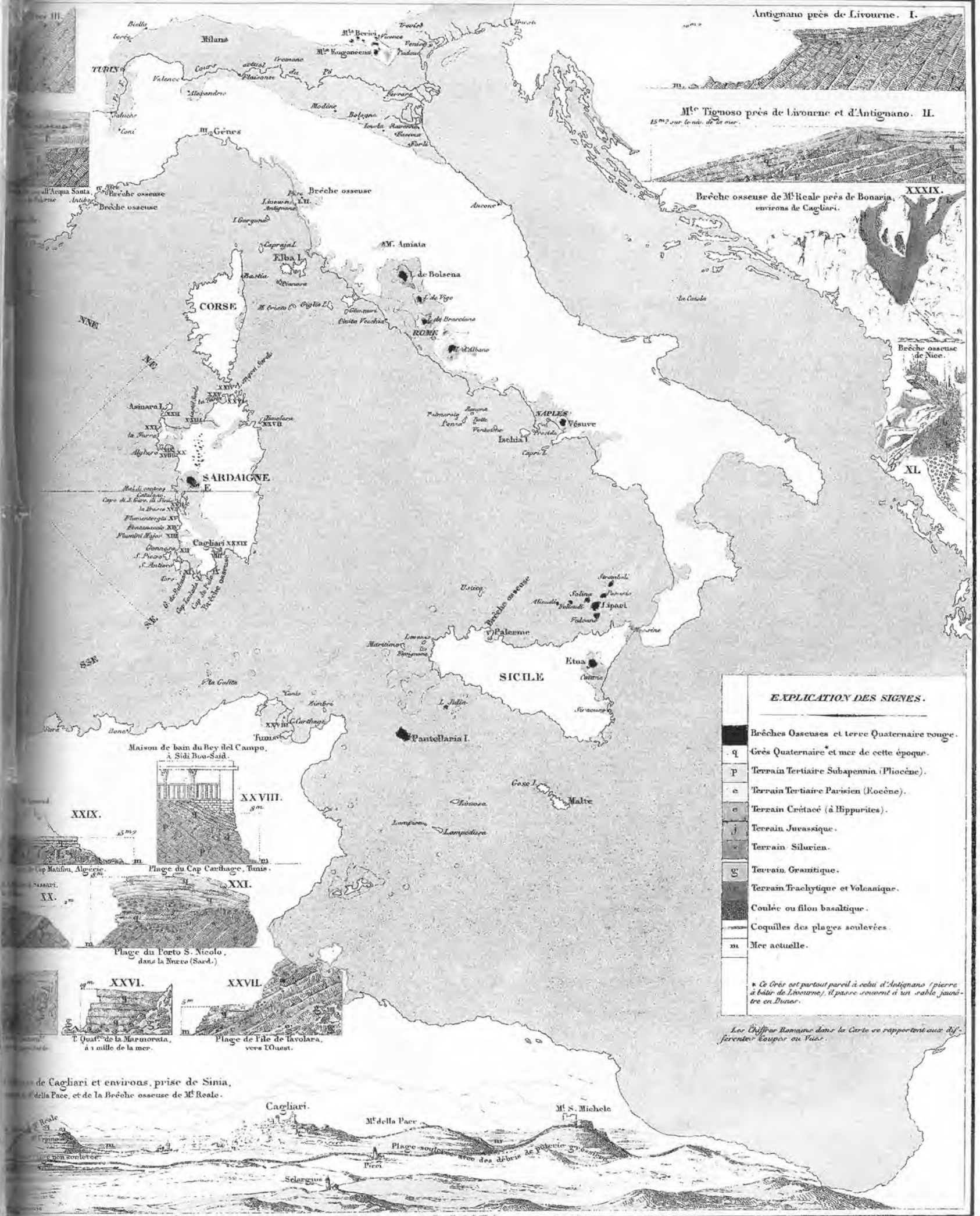



***Tavola III**. Il Mar Mediterraneo nel Periodo Quaternario - Carta dimostrativa del Mare Quaternario intorno alla Sardegna, con la sovrapposizione del grès e delle sabbie di quel periodo su tutti i terreni, dove sono indicate inoltre: le Brecce ossifere, le Spiagge sollevate, le antiche tracce di un altro livello delle acque del mare sulle Falesie, così come i Vulcani di tutte queste epoche geologiche e del periodo attuale.*

SPIEGAZIONE DEI SIMBOLI DALLA LEGENDA DI QUESTA PAGINA, A DESTRA - Breccia Ossifera e terre quaternarie rosse. - Grès Quaternario e mare di questa epoca. - Terreno Terziario subappenninico (Pliocene). - Terreno Terziario parigino (Eocene). - Terreno Cretaceo (a Ippuriti). Terreno Giurassico. - Terreno Siluriano. - Terreno Granitico. - Terreno Trachitico e Vulcanico. - Colate o filoni di basalto. - Conchiglie delle Spiagge Sollevate. - Mare attuale.

In effetti, quando si entra in Monaco attraverso la porta nord, cioè attraverso la cinta fortificata, si può osservare che la maggior parte dei materiali usati per la costruzione provengono dal grès in questione, difficile da distinguere da quello impiegato per i bastioni ed i moli di Livorno. Pietre di questo stesso materiale sono servite a fare i parapetti della batteria esistente nei pressi del castello di Monaco che domina la grande piazza.

L'immagine della *Tavola III, figura IV*, rappresenta una sezione ripresa nella baia di Saint Hospice presso Nizza, in un'ansa detta *Filaoup*. All'inizio si vedono diversi strati di terreno nummulitico, contorti in diverse direzioni; quello centrale è più spesso e più marnoso degli altri. Su questi terreni si trova subito una formazione di sabbia friabile *q*, che superiormente passa ad una specie di grès o di sabbia agglutinata da cemento calcareo: al di sopra si estende uno spesso strato di terra vegetale. Il Risso, nella sua storia naturale di Nizza, segnala in questi depositi una moltitudine di conchiglie subfossili tra le quali: *Conus mediterraneus*; *Cardium edule*; *C. tuberculatum*; *Caryophyllia cespitosa*; *Columbella rustica*; *Turbo rugosus*; *Pectunculus pilosus* e altri numerosi resti di molluschi che vivono nel Mediterraneo e che io ho trovato anche in depositi simili della Sardegna.

Palermo. Subito a nord di *Palermo*, ai piedi del *Monte Pellegrino*, vi sono delle cave aperte nel grès quaternario: la più considerevole è quella di *Nerasu*, all'Acqua Santa, dove ho potuto osservare la roccia in oggetto, cioè la *panchina di Livorno*, con tutte le sue caratteristiche, un banco spesso circa 3 metri e posto pressoché orizzontalmente. Nella parte inferiore è pieno di ciottoli arrotondati, di vari tipi di roccia. I più numerosi appartengono al calcare grigio e bianco delle vicine *Madonie*. Notevole è il fatto che, come quelli di Antignano, questi ciottoli sono perforati da organismi litofagi che dimostrano la loro permanenza nel mare per un certo periodo; il grès che costituisce la parte superiore del deposito contiene in questa località pochissimi fossili (*figura V*).

Lo strato che contiene i ciottoli arrotondati poggia su una formazione di calcare grossolano giallo quasi orizzontale che contiene impronte di conchiglie da me ritenute subappenniniche; sotto il calcare vi è un sottile strato (10 cm) formato unicamente da pettini (*P. scabrellus*), che poggia a sua volta su un consistente banco di calcare argilloso giallastro pieno di polipai messi in rilievo dall'erosione della roccia sulle pareti della cava. Sono soprattutto l'*Eschara cervicornis* Lamx.; la *E. foliacea* Lk.; e la *Retepora cellulosa* Lk. Vi trovai anche il *Pecten jacobaeus*, il *P. Pusio*, il *P. varius* e la *Cardita pectinata*.

Sotto il banco fossilifero si trova un deposito a forma di cono stretto e allungato, che mi sembra un riempimento successivo, mentre ancora più sotto se ne trova un altro, anch'esso orizzontale, alto quasi 3 metri, molto sabbioso, che contiene ostriche e pettini. Tra le ostriche individuai l'*Ostrea edulis* Lin. di grandi dimensioni e, tra i pettini, il *Pecten jacobaeus*, anch'esso di dimensioni notevoli. Lo strato sabbioso si trova sovrapposto ad un altro, spesso 2 metri, costituito da terreno sabbioso biancastro in posizione orizzontale: vi riconobbi l'*Ostrea edulis* nella sua varietà oblunga.

Si può osservare facilmente che il grès quaternario delle cave di Nerasu poggia con una stratificazione concordante sul terreno subappenninico, dal quale però è separato da uno strato di ciottoli arrotondati di calcare cretaceo, che risultano anche perforati e ricoperti di serpule, come segno di un grande movimento del suolo avvenuto tra il periodo in cui si formarono gli ultimi depositi terziari e quello nel quale il mare depositò sulle rive il grès quaternario.

Minorca. Nell'isola di *Minorca*, vicino a *Ciutadela*, si può osservare in vicinanza del mare il grès quaternario che poggia in stratificazione discordante sul terreno terziario; se ne possono notare numerosi altri lembi, sia sulla costa dell'isola, sia all'interno, vicino a Mercadal; si trova anche in località "*I Fornelli*" (*figura VI*).

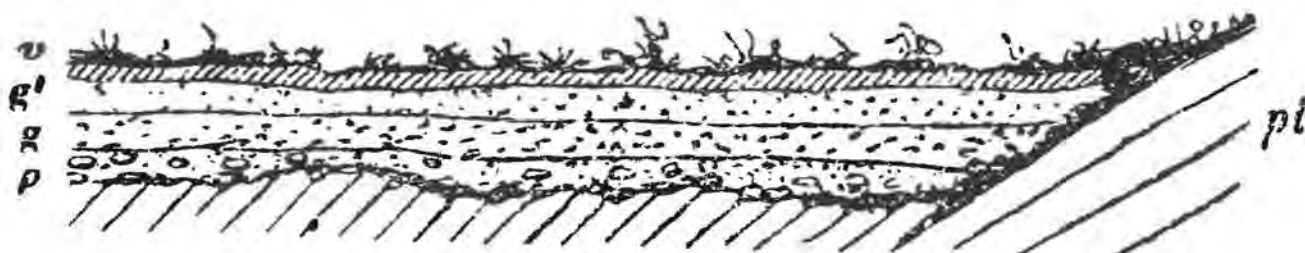
Appena si mette piede sull'isola di *Majorca*, partendo da Ciutadela a Minorca, e si giunge nei pressi di *Alcudia*, si ritrova lo stesso grès quaternario che avevamo lasciato nell'altra isola. Ad Alcudia il grès poggia su roccia secondaria con baculiti, stratificata e sconvolta; la stratificazione del grès non è affatto uniforme e neanche orizzontale: essa varia mostrando una notevole inclinazione verso l'interno dell'isola, caratteristica già osservata in altri depositi simili.

Questo terreno gioca un ruolo fondamentale nella costituzione geologica di Majorca, talché si può dire che ne è costituita tutta la pianura, cioè la parte meridionale dell'isola.

Nelle mie *Osservazioni geologiche sulle Baleari* (1835) ho scritto come, non lontano dalla costa ed anche sulla riva stessa del mare dalla parte di Palma, «vi è, come a Livorno, un grès composto da grani calcarei agglutinati da cemento, sempre calcareo, argilloso e di colore bianco-giallastro o rossastro: esso è povero di fossili tranne che in certi punti dove, al contrario, è un ammasso di conchiglie, tutte analoghe a quelle che vivono attualmente nel mare. Questo grès è notevole soprattutto a S-E di Palma, al Capo Endérocat, dove forma un promontorio alto in certi punti fino a 10 metri. Si compone di un'infinità di strati sottilissimi che sembrano scompaginati e che oggi si possono osservare nelle varie cave aperte nella roccia per estrarne le pietre da costruzione. Gli strati sono generalmente obliqui, come quelli di Alcudia, in senso opposto alla linea di spiaggia e sembrano inclinarsi verso l'interno del territorio» (*figura VII*).

Jules Haime, in un appunto pubblicato sul *Bulletin de la Societé géologique de France* dedicato all'isola di Majorca, afferma di avervi riconosciuto il terreno quaternario e di avere raccolto nelle vicinanze di Palma, nel relativo deposito, le seguenti conchiglie: *Strombus mediterraneus* Hwass.; *Murex trunculus* Lin.; *Arca Noë* Lin.; *A. barbata* Lin.; *Mactra corallina* Lin.; *Venus gallina* Chemn.; *Cardium rusticum* Lin. Vicino ad Arta ha rinvenuto la *Cardita calyculata* Brug.; la *Chama gryphoides* Lk.; il *Pectunculus violacenses* Lk. ed il *Vermetus triqueter* Bivon. Si vedrà qui di seguito che io ho trovato pressappoco le stesse specie nell'analogo tipo di roccia quaternaria in Sardegna, della quale ora parleremo.

'Is Mesas'. Già in precedenza ho segnalato l'esistenza di un grès quaternario in una località detta *Is Mesas* ('le tavole') posta nella penisola di Sant'Elia, a S-E di Cagliari. Proprio da qui iniziamo l'elencazione delle località sarde in cui si trova la roccia in argomento. La *figura VIII* rappresenta una sezione, da sud a nord, del suolo di Is Mesas, di cui presento uno schizzo.

Fig. 63

pl, terreno pliocenico (marne verdastre con nuclei ferruginosi); *p*, puddinga costituita da ciottoli calcarei perforati da serpule, con conchiglie consumate; *g*, grès quaternario con qualche conchiglia; *g'*, stesso grès, privo di fossili; *v*, terra vegetale rossastra alla base.

Attraverso questa sezione, come nella *figura VIII*, dove la sezione è presa in senso perpendicolare, si può osservare la discordanza di stratificazione esistente tra il terreno terziario *pl* ed il deposito quaternario *g*, *g'*, formato da una successione di strati arenacei molto induriti (*K 1*) che, nella loro parte inferiore *p*, racchiudono assieme alle conchiglie dei ciottoli di rocce calcaree mioceniche e plioceniche del terreno della penisola, perforate da organismi litofagi ed incrostate di serpule: esse rappresentano così una copia esatta di quelle osservate nei pressi di Palermo e descritte più sopra.

I ciottoli, come ho appena detto, sono accompagnati da conchiglie marine, in gran parte consumate e spezzate, ma che hanno conservato i loro colori ed il loro aspetto primitivo: esse appartengono tutte a specie che vivono al giorno d'oggi e tra le quali si trovano le seguenti: *Spondylus gaederopus* Lin.; *Ostrea praegrandis* Ph.; *O. plicatula* Lin.; *Conus mediterraneus* Brug.; *Lima squamosa* Lk.; *Cardium edule* Lin.; *C. tuberculatum* Lin.; ecc. (*H 1 bis*).

Golfo di Cagliari. A sud-est di Is Mesas, ma più vicino al promontorio di Sant'Elia, sotto la *Torre di Cala Fighera*, si può osservare un piccolo istmo ricoperto da un lembo di grès quaternario. Una formazione simile si trova anche alle pendici orientali della stessa penisola, come ho già mostrato nella *figura 53*.

Da Is Mesas a Cagliari, seguendo la strada diretta della pianura, si osserva sotto la terra vegetale il grès quaternario ricoperto da uno strato rossastro, di cui parleremo tra poco. Solamente nell'*isoletta di San Simone*, al centro dello stagno di Cagliari, si trova nuovamente la roccia quaternaria, che si distingue da quella di Sant'Elia per un carattere più terroso della sua struttura; se ne trovano tracce anche sulle rive dello stagno, dalla parte di *Santa Gilla*, verso il *ponte del Fangario*, e sulle pareti della strada per Iglesias, alla periferia di Cagliari.

All'estremità occidentale del Golfo di Cagliari ed a ovest del promontorio di Pula e della chiesa di Sant'Efisio, dalla parte opposta della baia, il grès quaternario si trova in sito: vi forma una specie di molo naturale in cui si riconoscono le tracce di vecchi sfruttamenti della pietra, che venne usata per la costruzione della città di *Nora*, ora distrutta, di epoca fenicia. Malgrado la sua struttura in apparenza molle, il grès ha resistito per molti secoli all'azione devastatrice dei fenomeni atmosferici, come si può vedere non solo dalle rovine della città stessa e del teatro ancora esistente che attestano la sua resistenza: su questa stessa pietra furono incise in tempi molto lontani le due iscrizioni fenicie da me rilevate in loco e riprodotte nella parte dedicata alle antichità dell'isola (*Tavola XXXII*, *figura I*). (L'iscrizione principale ha ricevuto di recente una nuova interpretazione da parte del defunto padre Secchi, gesuita, che cambia totalmente il significato che se ne dava fino ad ora, ma conferma comunque che questo prezioso reperto è di epoca molto antica).

Negli strati inferiori del grès si trovano dei frammenti di pietra lidia, di granito e di altre rocce, provenienti dalle montagne vicine; per quello che poi ho potuto constatare, esso poggia sulla trachite anfibolica che forma il promontorio di Pula (*figura IX*).

Grotta del Biscotto. Nella parte orientale di Capo Teulada, già descritto in precedenza, si trova, proprio di fronte al mare, la cosiddetta *Grotta del Biscotto*, dovuta alla erosione che ha demolito la parte inferiore di un lembo di grès quaternario e le cui parti superiori sono rimaste a formare quasi un tetto, come si può vedere nella *figura X*. Questo grès (*K 2*) è perfettamente uguale a quello fin qui descritto: i relativi strati sono pressoché orizzontali e poggiano sul suolo siluriano del capo. Il tetto naturale così formato serve da riparo ai pescatori in caso di pioggia e di sole cocente.

Monte Zari. Doppiato il Capo Teulada, ben presto si ritrova in direzione nord il promontorio del *Monte Zari* di cui ho già parlato.

Nel suo versante meridionale si vedono dei lembi di grès quaternario, molto spostati rispetto alla posizione originale e portati ad una considerevole altezza con una notevole inclinazione verso est. Essi occupano soprattutto il tratto di costa compresa tra l'estremità sud del Monte Zari ed il canale della vicina peschiera; ma, non appena ci si allontana dalla costa, il grès si trasforma gradatamente in dune di sabbia bianca-giallastra che da questa parte ricopre le rocce più antiche. Ritroveremo ancora questa associazione di grès quaternario e di sabbie gialle (*figura XI*).

In direzione della *piana di Aresi*, al grès succede un vero e proprio calcare biancastro molto grossolano, ricco di conchiglie marine tutte appartenenti a specie non estinte e poco alterate (*K 3*). Penso che questo deposito, che continua ancora per molto nella pianura alle pendici del Monte Zari, potrebbe più convenientemente figurare con quelli che tra poco segnaleremo nella *piana di Palmas*, vicino a Cagliari. Sono convinto che questi ultimi siano più recenti della formazione del grès quaternario.

Fontana Morimentu. Durante la descrizione dei terreni a Millioliti ed a Ceriti di Gonnesa avevo accennato ad un deposito di grès quaternario in località *Fontana Morimentu* (*figura XII*). La struttura di questo grès (*K 4*) non differisce affatto da quella degli altri grès fin qui descritti, ma questa formazione è notevole perché costituita da strati tra loro discordanti e perché si trova all'interno, a più di un miglio di distanza dell'attuale mare: come la precedente, peraltro, passa ad un sabbione giallastro esteso soprattutto verso sud e che ricopre una parte della pianura del Sulcis. La stessa sabbia si può osservare anche alla base occidentale dei monticelli trachitici che sovrastano *Portoscuso*.

L'associazione del grès quaternario con la sabbia gialla è un fenomeno sul quale non ho dubbi; si trova anche nella parte piana e orientale della *penisola di Sant'Antioco* ed anche in altre località vicine. A nord e ad ovest di Gonnesa ed in modo particolare a *Porto Paglia*, nei pressi della riva del mare, il grès quaternario è nuovamente la roccia dominante ma, minato dalla forza delle onde, è franato causando il crollo di una torre che un tempo vi era stata costruita sulla cima.

Flùmini Maggiore. La maggiore formazione di sabbie quaternarie esistente in Sardegna è quella che si trova allo sbocco della valle di *Flùmini Maggiore*. Esistono numerose dune di sabbione giallo che ricoprono i fianchi della grande vallata, orientata in direzione est-ovest e coronata da monti assai elevati della formazione siluriana.

Talvolta di sotto il mantello delle sabbie instabili si vede apparire il grès quaternario: la *figura XIII* mostra un simile deposito vicino alla *chiesetta di San Nicolò*, a sud della foce del fiume, dove il grès poggia direttamente sulla roccia siluriana. Più in là è ricoperto da una massa di sassi arrotondati appartenenti forse ad un periodo più recente.

Fontanaccio. Ed eccoci giunti alla formazione quaternaria già citata nel capitolo precedente, di grande importanza per la struttura geologica della baia di *Fontanaccio*. D'altra parte non saprei che cosa aggiungere a ciò che già ho detto al proposito: ricordiamo al lettore solamente che il grès non ha niente a che vedere con la roccia terziaria: *1*, per la discordanza di stratificazione; *2*, per i ciottoli basaltici che contiene nella parte sottostante; *3*, perché è il solo tra i terreni della zona che non sia attraversato da filoni basaltici di origine evidentemente anteriore al periodo nel quale si depositò il grès quaternario (*figura XIV*).

A nord di Fontanaccio, in lontananza, si vede sorgere vicino alla costa la *torre di Flumentorgiu*, che poggia su roccia siluriana; ma negli anfratti della roccia antica che sostiene il peso della costruzione si possono osservare numerosi piccoli depositi di grès quaternario del tutto identici a quelli descritti fino ad ora.

Esso è stato usato nella vicina tonnara come materiale da costruzione ed anche, in forma di lastre, per pavimentare le baracche dello stabilimento.

Nei pressi del promontorio della Frasca, nelle vicinanze della località chiamata *Lo Schiavone*, se vi si giunge provenendo dalla torre di Flumentorgiu, si trova, dal lato occidentale del pianoro basaltico a fianco del mare, un lembo di grès quaternario analogo a quello della tonnara di Porto Paglia: esso poggia, come a Fontanaccio, su ciottoli dello stesso basalto che ricopre il terreno terziario (*figura XVI*).

Il Sinis. La *figura XVII* rappresenta il grès quaternario del promontorio di San Marco, presso la *Torre Vecchia* di *San Giovanni di Sinis*: ne abbiamo già parlato in precedenza. Gli strati inferiori della roccia di cui ci stiamo occupando sono pieni di frammenti della roccia basaltica che corona il pianoro vicino (*K 5, 6*).

Proprio nel grès, che ha una stratificazione scarsamente regolare, sono state scavate le tombe dall'antico abitato di *Tharros*, nelle quali si trovano spesso numerosi oggetti egizi e fenici. Abbiamo quindi un dato certo sulla datazione di questi terreni.

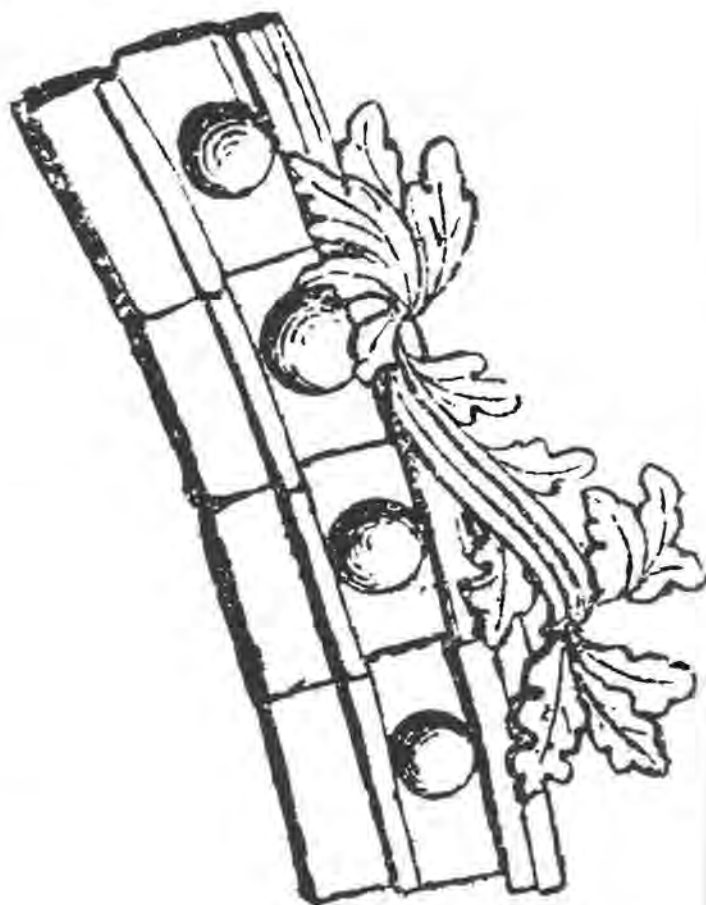
Alla base delle colline del Sinis, dalla parte di *Cabras*, si trova una piccola pianura dalla superficie costituita unicamente dal grès in questione; nelle vicinanze della *chiesa* paleocristiana *di San Salvatore* sono state aperte delle cave e il grès, lavorato con le asce, viene trasportato nelle località vicine e soprattutto a *Oristano*, capoluogo della zona. Il magnifico campanile della cattedrale è interamente costruito con questo grès, che ha una evidente rassomiglianza con la pietra da taglio usata per le fortificazioni di Livorno.

Alghero. Prima di giungere ad Alghero, lungo la costa, si trovano altri numerosi giacimenti di grès quaternario, sia in una località detta *Léléche* [sic], sia a *La Speranza*, dove si trova la chiesa omonima. Qui il grès poggia sulla trachite tufacea antica (*figura XVIII*) e risulta molto spostato. Tra La Speranza ed Alghero, seguendo la costa per via di terra, lo ho visto sollevato a più di 100 metri di altezza rispetto al livello del mare: gli strati relativi sono irregolari, quasi come alla Fontana Morimentu di Gonnesa.

Di fronte al *bastione dello Sperone* di Alghero, verso sud, si può osservare il grès quaternario poggiare orizzontalmente sui banchi raddrizzati del calcare giurassico. Ho constatato in questo punto qualcosa di simile a ciò che avviene ad Antignano, in quel di Livorno: cioè la roccia calcarea inferiore è perforata da organismi litofagi ad un'altezza di più di 3 metri al di sopra dell'odierno livello delle acque; i ciottoli inclusi nella parte inferiore del grès quaternario sono anch'essi perforati e ricoperti di serpule (*K 7, 8, 9*), come ad indicare una lunga permanenza nell'acqua. Sopra le pietre forate ed arrotondate se ne trovano altre che erano semplicemente rotolate nell'antica spiaggia e che sono comunque contenute nel grès, assieme a delle conchiglie marine: queste sono spezzate o consumate dalla risacca ma hanno conservato le colorazioni originali. Si trova in abbondanza il *Trochus fragariodes* Phil., che è associato alle altre specie seguenti: *Maja squinado* Latr.; *Turbo rugosus* Lin.; *Tritonium corrugatum* Lk.; *Murex plicatus* Broch.; *Columbella rustica* Lk.; *Pectunculus pilosus* Lk.; *Cladocora cespitosa* M. Edw. (cioè pressappoco le stesse specie segnalate da Risso nel suo terreno quaternario di Nizza).

La formazione fossilifera diviene superiormente un grès a grana fine (*K 10*) che acquista anche una certa durezza, dato che con questa roccia sono state costruite quasi tutte le case ed i muri di cinta della città. La cattedrale, fatta costruire dai Doria nel XII secolo, conserva ancora, nella parte posteriore, delle finestre ad ogiva che mostrano un perfetto stato di conservazione.

Quantunque esse siano esposte da ben sette secoli alla pioggia ed agli altri agenti atmosferici, si potrebbe quasi dire che stiano uscendo in questo momento dal laboratorio dello scultore, vista l'integrità del fogliame e degli anelli che vi sono scolpiti. Eccovi lo schizzo di parte di una delle finestre.

Fig. 64

Tutto ciò dimostra che le proprietà chimiche del mare che lasciò i propri depositi su tutti i litorali del Mediterraneo e delle isole erano ben diverse da quelle possedute oggi e che la sua azione era allora generale e continua.

Questo stesso grès si estende alla pianura intorno ad Alghero in direzione est: infatti, non appena si esce dalla città percorrendo la strada reale che conduce alla cantoniera di Scala Cavallo, si vede che le pareti del fossato della stessa strada sono scavate nella roccia quaternaria. Essa non contiene né ciottoli, né fossili, ma è interessante per il tipo di stratificazione, che ho rappresentato nella *Tavola III, figura XX*.

Il grès stesso forma nel porto di Alghero l'*isolotto della Maddalena*; quindi si sviluppa alle falde e sul versante occidentale del Monte Doglia, dove arriva oltre i 100 metri. Ho avuto l'opportunità di osservarlo quando mi recavo dalla città al mio segnale trigonometrico, posto sulla cima della montagna ad un'altezza di 435 m sul livello del mare.

Un deposito simile si trova anche presso la *torre di Porticciolo* e la *torre di Spagna;* vicino a quest'ultima si trova un piccolo lago interno, detto *Barsè* [Baratz, n.d.C.], dovuto allo sbarramento delle acque piovane che provengono dal versante meridionale del Monte Forte. Lo sbarramento sembra provocato da strati di grès e da sabbioni quaternari che ricoprono il terreno circostante.

La Nurra. È soprattutto dopo aver doppiato il *Capo dell'Argentiera*, però, che si trova vicino al mare il grès in questione. Appare molto in vista nell'ansa chiamata *Porto San Nicolò della Nurra*, dove forma una falesia quasi verticale che permette di osservare i successivi strati di roccia quaternaria e che contiene numerosi frammenti di rocce siluriane (*figura XXI*). Qui il grès differisce da quelli descritti in precedenza solo per la finezza della grana, e contiene tracce di roccia schistosa (*K 11, 11bis*).

Più lontano il grès quaternario continua a mostrarsi molto

all'interno del territorio dell'Argentiera nella Nurra. Quando si imbocca la strada per Sassari, questa roccia si abbandona solamente a due miglia dalla costa; conserva uno spessore che può giungere fino a 6 metri e si trasforma in maniera impercettibile, come in altri punti dell'isola, in terreno sabbioso giallastro ed incoerente.

L'Asinara. Tracce di grès quaternario vi sono anche all'*Asinara*, in località *Fornelli*, dove poggia sulla roccia granitica (*figura XXII*). Si trova anche alla *Reale*, altro approdo della stessa isola; ma è assolutamente assente nell'*Isola Piana*, dove invece credevo di trovarlo: lì il terreno è molto poco elevato rispetto alla superficie dell'acqua ed è unicamente schistoso; può darsi che lo strato quaternario sia scomparso per una qualsiasi causa denudante.

Anche vicino a Porto Torres si trovano tracce dello stesso grès, individuato pure dal Collomb, ma si mostra con uno sviluppo maggiore lungo la costa settentrionale, prima di giungere a Castelsardo; qui gli strati di grès sono molto sfalsati e poggiano sul tufo pomiceo e sulla trachite antica (*figura XXIII*)

Santa Teresa. Vicino a Longon Sardo e soprattutto ad ovest dell'abitato di *Santa Teresa* e non lontano dalla riva del mare, si trova un lembo di roccia quaternaria che poggia direttamente sul granito (*figura XXIV*): si compone, come in altre zone dell'isola, di un grès formato da sabbie e agglutinato da cemento calcareo (*K 12*); quando però si percorrono i dintorni del paese, la natura e la posizione di queste rocce permettono importanti osservazioni.

All'uscita da Santa Teresa in direzione di *Tempio*, se si abbandona a sinistra la chiesa di *Nostra Signora di Buon Cammino* si lascia il terreno granitico e ci si vede scorrere davanti un terreno leggermente ondulato, formato da sedimenti di rocce stratificate, che è impossibile separare gli uni dagli altri con una linea netta, sebbene siano essenzialmente diversi tra loro.

Questa roccia forma un deposito che in qualche punto è di natura calcarea ed in qualcun altro costituisce un vero e proprio grès quaternario uguale a quello fin qui descritto: vi si trova anche qualche conchiglia marina (*K 13*, *Ostrea foliacea* Broch.) ed altre specie. La parte inferiore del deposito si compone di calcare marnoso bianco tendente al giallo dalle caratteristiche di un calcare d'acqua dolce; contiene delle *Helix*, delle paduline ed anche *Planorbis* (*J 1*). Superiormente diventa più biancastra, più tenera e macchia le dita: contiene in abbondanza piccole Limnèe (*J 2*).

La sovrapposizione di roccia d'acqua dolce al grès di origine marina sta ad indicare che dopo la deposizione di quest'ultimo si formarono in queste località dei bacini di acqua dolce: l'unione tra i due terreni non ha avuto luogo secondo una linea verticale, né secondo uno stesso piano orizzontale, ma piuttosto in punti diversi disseminati nel bacino in questione.

L'idea che questa roccia abbia costituito successivamente il fondo del mare e quello di un lago di acqua dolce o, meglio, la supposizione che la roccia d'acqua dolce si sia formata mentre il mare amalgamava le sabbie e le conchiglie marine non è sembrata sostenibile né a me né a De Vecchi, quando visitammo insieme la zona. Ci è sembrato più probabile che il terreno d'acqua dolce sia il prodotto di sorgenti acidule sgorgate in vari punti della roccia quaternaria, quando questa non aveva ancora acquisito per intero la propria consistenza. I depositi di acqua dolce sono notevoli perché formano delle gibbosità al di sopra del livello del terreno arenaceo di origine marina: ciò sembra dar forza alla nostra opinione sull'esistenza di sorgenti acidule.

Se dalla località appena indicata ci si dirige verso la penisola della Testa, si procede attraverso un suolo ondulato, coperto da dune irregolari di sabbie instabili, sulle quali vegetano faticosamente alcune piante rattrapite: al di sotto affiorano qua e là dei banchi più o meno completi di calcare arenaceo, che non è altro che il solito grès quaternario.

Quindi ritroviamo in questa zona una ripetizione di ciò che abbiamo già segnalato nella parte meridionale del Monte Zari, nell'isola di Sant'Antioco, a Portoscuso, a Gonnesa ed anche nella vallata di Flumini Maggiore. Questi sabbioni si trovano anche al Capo San Marco, nello stagno di Barsé e, infine, vicino all'Argentiera della Nurra. In tutte le località appena citate, così come tra Longon Sardo e la Testa, si può osservare una appena avvertibile trasformazione del grès quaternario in sabbia gialla instabile.

Prima di giungere all'istmo che unisce la penisola della Testa al territorio di Santa Teresa, nel mezzo delle masse granitiche che affiorano come isolotti dalla superfice ondulata della sabbia, si osserva un valloncello dalle pareti pressoché verticali, tagliate in modo naturale nel grès formato da una successione di strati arenacei quaternari, quasi orizzontali, che poggiano sul granito: essi corrispondono perfettamente l'uno con l'altro sulle due pareti, come è raffigurato nella *figura XXV*; il valloncello è dovuto al denudamento avvenuto dopo la deposizione del grès quaternario.

Da qui in avanti si procede su sabbia instabile fino all'istmo, dove il grès quaternario è subordinato al terreno terziario: è costituito da sabbia calcarea fine, amalgamata da un cemento della stessa natura e assolutamente uguale alla *panchina* di Livorno.

Inferiormente il grès contiene un gran quantità di conchiglie marine che hanno conservato sia il colore sia addirittura il glutine che le teneva unite al proprio animale: risultano quasi tutte rotte o consumate dall'attrito ed appartengono senza eccezione a specie tuttora viventi.

Ecco un elenco delle specie principali da me recuperate in un decente stato di conservazione, tale da permetterne il riconoscimento:

Turbo rugosus Lin.; *Conus mediterraneus* Brug.; *Lima squamosa* Lk.; *Pectunculus insubricus* Broch.; *Spondylus gaederopus* Lin.; *Venus Chione* Lin.; *Escharina cyclostoma* M. Edw. Esse sono perfettamente uguali a quelle di Is Mesas di Cagliari ed anche a quelle del Saint Hospice di Nizza (secondo il Risso).

Il grès conchigliare marino forma un banco di 3-4 metri al di sopra del livello del mare e conserva così bene tutte le caratteristiche originarie da sembrare di costituzione molto recente, se altre caratteristiche ed il nostro occhio allenato non ci spingessero a considerarlo come parte di un deposito più generale, ben distinto dal periodo attuale: si tratta dello stesso grès che il Collomb vide dall'altra parte dello stretto, a Santa Manza in Corsica, e vicino a Porto Torres e che chiamò «granito rimaneggiato e riconsolidato».

Nel capitolo precedente avevamo già detto a proposito della roccia terziaria de La Testa che il suolo granitico della penisola forma due masse distinte: su una di esse si trovano le rovine della torre (*della Testa* o *di Santa Reparata*); sull'altra, che si prolunga verso il mare, poggia il faro che si trova di fronte a quello di *Capo Pertusato*, vicino a Bonifacio, in Corsica. La roccia quaternaria si è depositata tra questi due edifici ed anche nella parte bassa ed incassata del suolo della penisola.

Un altro lembo della stessa natura e delle stesse caratteristiche si incontra in una posizione eccezionale (cioè molto più all'interno della stessa penisola) ad un'altezza molto maggiore degli altri: è addossato alla parte della formazione rocciosa che sostiene la torre e lo si trova quando ci si dirige verso le rovine da un passaggio obbligato, indegno di essere chiamato sentiero, che conduce alla torre stessa partendo dal vallone tra questa ed il faro; i materiali adoperati per la costruzione della torre sono stati estratti proprio da questo deposito vicino.

All'estremità settentrionale della Sardegna, vicino a *Capo Falcone* ed alla *spiaggia della Marmorata*, il grès quaternario copre, come alla Testa, il fondo di numerosi valloni esistenti nella roccia granitica; giunge anche all'interno fino a due miglia di distanza dalla costa. Del resto, in quanto a struttura, non differisce per nulla da quelli descritti fino ad ora (*figura XXVI*). È pressappoco in questa zona che la roccia di tal genere comincia a perdersi di vista: ne abbiamo a malapena intravisto

un lembo molto superficiale nell'isola della Maddalena, dove pure poggia su roccia granitica. Non lo abbiamo più trovato in tutto il resto della Gallura, anche se siamo convinti che si possa trovare in qualche località marina della regione, dove è sfuggito alle mie ricerche.

Tavolara. Devo dire comunque che dalla Maddalena fino a Cagliari mi è sembrato di notare tracce di grès quaternario solo nei pressi di Orosei: non sono ancora certo, però, se la roccia trovata presso *Cala Liparotta* debba o no essere ritenuta terziaria subappenninica come quella che esiste nelle vicinanze di Orosei, come avevamo già detto nel capitolo precedente.

L'unico luogo della costa orientale dove il grès quaternario sia ben caratterizzato e con il quale chiudiamo l'elencazione dei vari punti della Sardegna, si trova nella parte occidentale dell'*isola di Tavolara*, dove poggia sia sulla dolomia cretacea, sia sulla pegmatite sottostante (*figura XXVII*).

Qui il grès (*K 14*) corrisponde completamente a tutti quelli appena descritti: infatti inferiormente è formato da frammenti di conchiglie spezzate che conservano i colori originali ed il glutine che le univa ai relativi animali. Il loro cattivo stato di conservazione mi ha impedito di riconoscerne le specie; si tratta comunque di *Cardium*, di *Spondylus*, di *Anomia*, di *Arca* e di *Venus*, i cui resti sono mischiati a frammenti di corallo. È interessante osservare che la dolomia sulla quale in qualche punto poggia il grès ha delle perforazioni ad un'altezza di 10 metri sul livello del mare dovute a conchiglie litofage i cui resti sono rimasti nelle stesse cavità (*K 15*): si tratta della *Venerupis Irus* Lin. e della *Petricola lithophaga* Bron.

Tunisi. Passiamo ora dall'isola di Tavolara all'Africa settentrionale per fermarci al *forte della Goletta* di *Tunisi*, le cui mura di cinta sono edificate con pietre tagliate nel grès quaternario. Sembrerebbero provenire da Livorno, tanto rassomigliano alla *panchina*. Più lontano, verso ovest, mentre si attraversano le rovine di *Cartagine*, ci si accorge che lo stesso grès è stato anche usato per la costruzione di immensi serbatoi che, in mancanza di altri monumenti, si fanno ammirare dai viaggiatori in mezzo a tanta solitudine. Osservando queste costruzioni in grès quaternario tagliato con asce o seghe mi è sembrato di ritrovarmi sulla costa di Antignano, in Toscana, o tra le rovine di Nora o di Tharros. Mi sembrò ovvio, quindi, che le cave di estrazione del grès non fossero lontane dal punto in cui quelle pietre erano state usate con tanta abbondanza.

Infatti non dovetti percorrere che poche centinaia metri verso il *Capo di Cartagine* altrimenti detto *Sidy-Bou-Said* per trovare il grès nella sua sede naturale; ma il punto dove è più in evidenza si trova nel territorio de *La Marsa* sotto una casetta dei *Bagni del Bey del Campo* (divenuto, dopo la mia visita del 1852, *bey* di Tunisi), proprio nei pressi della riva del mare (*figura XXVIII*). La roccia stratificata che costituisce la base della falesia mi è sembrata terziaria o forse miocenica: si presenta come un grès giallo sporco ferruginoso, senza fossili. Su di esso vi sono in principio dei blocchi e delle pietre arrotondate della stessa roccia e al di sopra poggia il grès quaternario che le trattiene in quantità. Blocchi di grès quaternario di notevole volume che si sono staccati dalla loro sede e sono rotolati fino alla riva del mare mostrano chiaramente il tipo di agglomerato; per quanto riguarda la parte superiore non la si riesce a distinguere dalla *panchina* di Livorno e neanche dal grès di Oristano e Alghero.

Orano. Se ci si reca per mare da Tunisi ad *Algeri*, giunti all'altezza di *Capo Matifou*, si vede chiaramente vicino al mare una superficie piana, costituita da banchi orizzontali poggianti su rocce nere battute dalle onde; formano una specie di altopiano ad un'altezza di circa 10-15 metri sul livello del mare. Mi sono sembrati di grès quaternario (li ho riprodotti nella *figura XXIX*, dove la roccia che li supporta è indicata come vulcanica: ma potrebbe essere un mio errore).

La sezione della *figura XXX*, che rappresenta il suolo di *Orano*, è stata ripresa da ovest rispetto alla città in direzione del *porto di Mess-el-Kebir*. Ho potuto riservare solo alcuni minuti per delle ricerche geologiche, perché sono rimasto ad Orano solo un giorno. Comunque sono convinto di avervi riscontrato l'esistenza del grès quaternario poggiante su roccia giurassica: esso a sua volta sta sotto ad un deposito rosso-terreo, già visto altrove sul grès quaternario e che segnaleremo tra poco sulla costa spagnola, dove giace nella stessa posizione geologica. Sono convinto che il deposito rossastro di Orano sia intimamente legato alla breccia ossea della città che non potei visitare per mancanza di tempo, dato che la mia nave stava ormai per partire.

Gibilterra. Torniamo ora in Europa, ma all'estremità occidentale. Nella *figura XXXI* mostro uno schizzo della parte esterna e più avanzata della *rocca di Gibilterra*, verso est e sotto il semaforo. Il nome di questa località è *Catalan Bay* o *La Caletta*: sul versante giurassico della montagna si vedono contemporaneamente grandi dune di sabbia giallastra e formazioni di grès quaternario sovrapposte le une sulle altre nella maniera più strana, come dimostra in particolare la *figura XXXI bis*. Del resto abbiamo già incontrato altri depositi quaternari con caratteristiche simili di stratificazione (rimando alle *figure XII*, *XVIII*, *XX* e *XXXV* della stessa *Tavola III*).

Le dune di sabbia, associate, lì come altrove, al grès quaternario, sono state in seguito spinte dal vento fino ai tre quarti di altezza della montagna ed anche più in alto, sotto il semaforo e verso oriente: sono certo che in origine le sabbie in questione non si deposero a quel livello; penso invece che gli ammassi sabbiosi di qui e l'accumulo di sabbioni osservato di fronte a Gibilterra, cioè a *Tàngeri*, siano gli effetti di una stessa causa agente su vasta scala e non solo lungo le coste del Mediterraneo e dell'Oceano, ma anche forse in zone interne dell'Africa.

Sulle pareti di roccia giurassica vicine al mare, che supporta le sabbie ed il grès quaternario, si osserva la traccia orizzontale di un grande solco, cioè di una erosione paragonabile a quella vista a *Capo Figari*; ma il solco di *Catalan Bay* ne differisce per il fatto che ora si trova ad un'altezza molto superiore rispetto all'attuale livello del mare, come dimostra la *figura XXXI*.

Un altro solco simile è ben visibile molto più vicino alla fortezza, proprio di fronte alla *Torre del Greco*, dove la falesia di Gibilterra si trova, verso est, ad una maggiore distanza dal mare. Qui si possono osservare le tracce di una vasta erosione orizzontale della roccia, che risulta tagliata a picco; il solco si trova ad un'altezza approssimativa di 10 metri al di sopra del livello delle acque (*figura XXXII*).

Non voglio trarre delle conclusioni al riguardo: mi accontento per ora di attirare l'attenzione del viaggiatore; faccio comunque osservare che la presupposta elevazione di 10 metri sul livello del mare coincide sia col livello nel quale abbiamo generalmente trovato le pietre forate dai litodomi nelle rocce calcaree delle coste mediterranee con il grès in sovrapposizione, sia con la consueta altezza della base del deposito lungo il litorale dello stesso mare. Del resto questi dati si potrebbero mettere a confronto con quelli di Homer de Hel e di altri viaggiatori, raccolti nel *Bosforo* e lungo le coste del *Mar Nero*, e con le interessanti osservazioni fatte in Grecia da Boblaye e da Virlet.

Tarifa. La *figura XXXIII* è una veduta di *Tarifa*, ripresa dal mare, che mostra il grès quaternario poggiare in stratificazione discordante su roccia terziaria, qualunque sia il piano di quest'ultima; sono comunque convinto che lo strato coprente sia quaternario e non terziario superiore, come credeva Dufresnoy.

Lo stesso tipo si associazione si trova anche a *Capo Trafalgar*, dove si osserva un grès quaternario perfettamente caratterizzato poggiare in modo trasgressivo sullo stesso deposito terziario che avevamo trovato a Cadice e che ci pare un vero e proprio terziario superiore.

La *torre di Trafalgar* è costruita su una cima quaternaria di cui mostriamo una veduta particolareggiata nella *figura XXXV*: essa è composta di numerosi strati di grès, discordanti tra loro, che ripetono lo stesso fenomeno che avevamo avuto occasione

di segnalare in numerosi depositi simili sia in Sardegna, vicino a Gonnesa e ad Alghero, sia a Gibilterra.

Cadice. Seguendo la costa fino a Cadice si trova ben presto il *forte di Sancti Petri* (*figura XXXVI*): esso è costruito su terreno esclusivamente quaternario con fenomeni simili a quelli della rocca di Gibilterra; è ricoperto però dalla stessa terra ocracea rossa già vista ad Orano e sulla quale ritorneremo presto.

Il suolo della città di Cadice, ritenuto da qualche geologo terziario medio, secondo il mio parere è evidentemente pliocenico. Io l'ho studiato per tutto il bacino mediterraneo, e non ho alcun dubbio in proposito. Non nego affatto che possa essere sovrapposto al miocenico, di grande importanza nella costituzione geologica della Spagna; ma sono sicuro che il terreno che si vede a Cadice è terziario superiore. Me ne sono convinto sia esaminando i prodotti di sondaggio di vari pozzi artesiani che attraversano, sotto la città, la marna blu ben riconoscibile dai fossili, sia per l'esame dei vari strati all'aperto, fuori della porta della città sotto il *Bastion del Sur* ('del sud').

Nella successione degli strati rappresentata nella *figura XXXVII* si notano all'inizio delle marne giallastre leggermente fossilifere; su di esse poggiano altre marne grigie pure povere di fossili e su queste ultime del calcare marnoso giallo-isabella chiaro assolutamente analogo a quello della Sardegna e di Malta. Esso contiene numerosi fossili subappenninici tra i quali il *Pecten pusio* ed il *P. cristatus*; su questo calcare, poi, si trova un banco di sabbione giallastro, analogo a quello di *Monte Mario* a *Roma* e dei dintorni di *Girgenti* [Agrigento] in Sicilia, ecc., ecc.

Sull'estrema propaggine di questo terreno fortemente inclinato verso il mare si può osservare un deposito di conchiglie, costituito da grandi ostriche (*Ostrea edulis*), e su di esso un grès contenente le stesse ostriche frammiste a ciottoli arrotondati provenienti da varie rocce. Questi, estranei al suolo di Cadice, superiormente aumentano di volume formando così una puddinga a grossi elementi che contiene ogni specie di roccia.

È su questa puddinga che si trova il vero grès quaternario, cioè la vera *panchina*; infine il grès stesso è coperto vicino al mare da uno spesso strato di deposito terroso rosso, simile a quello segnalato da poco a Orano ed a Sancti Petri: lo troveremo ancora altrove.

Tutti gli strati di roccia terziaria visibili sotto il Bastion del Sur mostrano degli anfratti e dei crepacci tutti colmati da un deposito farinoso bianco, del tutto simile a quella polvere bianca che riempiva dall'alto verso il basso le crepe e le fessure della marna terziaria vista nelle cave vicino al Fangario nei dintorni di Cagliari (*K 16*).

La stessa sostanza bianca pulvirulenta si osserva anche sotto il terreno alluvionale della pianura che unisce Cagliari a Monastir. Percorrendola per la sua estensione lungo la strada reale, si vede che, nelle pareti di scavo della stessa, la sostanza polverosa è interposta tra il terreno terziario ed il deposito rossastro alluvionale di cui ci occuperemo tra poco. Curiosamente lo stesso calcare pulvirulento si trova in due località così distanti come Cagliari e Cadice e nella stessa posizione geologica.

Sebbene non ritenga opportuno riferire qui tutte le riflessioni che il complesso dei fatti osservati a proposito di questi terreni suggerisce, ricorderò al lettore i fatti principali: *1*, la perfetta identità strutturale che il grès quaternario manifesta nelle numerose località dove è stato trovato, prendendo come campione la cosiddetta *panchina* di Livorno; lo dimostrano i reperti raccolti in più di 30 luoghi diversi; *2*, la posizione molto varia, dato che ricopre indifferentemente ogni sorta di terreno, come si può evincere dall'insieme della *Tavola III*; *3*, i fossili che vi sono contenuti conservano tuttora i colori originali e perfino il glutine animale: essi appartengono alla fauna attuale; *4*, l'esistenza dei ciottoli di rocce di differente provenienza che formano la base del deposito denota una modificazione del suolo avvenuta tra l'epoca dei depositi terziari superiori e quella del depositarsi del grès quaternario; *5*, l'altezza media di 10 metri, che il grès raggiunge in quasi tutte le località dove lo si è rilevato; *6*, i fori praticati alla stessa altezza approssimativa nelle rocce calcaree che supportano il grès; *7*, l'intimo legame esistente tra le formazioni del grès e le sabbie giallastre che lo accompagnano molto spesso; *8*, il limite di distanza dalla costa (una o due miglia al massimo), mantenuto lungo le coste del Mediterraneo in modo rigoroso; *9*, lo strato di terreno rossastro, che ricopre il grès in numerose località e che sembra essere il culmine di un deposito generale; *10*, infine, il parziale spostamento subìto dallo stesso grès in alcune località, dove è stato portato ad altezze superiori ai 100 metri da una forza che ha agito posteriormente al suo depositarsi.

La crosta rossastra. Quando dalla riva del mare, a Is Mesas, da Sant'Elia di Cagliari si segue con attenzione la piccola pianura che divide la penisola in due parti, non si tarda a rendercisi conto che, al di sopra del grès quaternario, si trova una crosta rossastra argilloso-calcarea che assume un maggiore sviluppo man mano che ci si avvicina alla collina di Monreale. In prossimità del mare questa pasta rossastra contiene una gran quantità di conchiglie della fauna attuale e forma una vera e propria lumachella (*K 17, 18*) (ne ho trovato una assolutamente uguale a Palma di Majorca; un campione è esposto al Museo reale di Torino); ma il fatto notevole è che essa perde ben presto le conchiglie marine man mano che ci si allontana dalla costa e ci si avvicina alla collina: contro questa contiene solo conchiglie terrestri (*K 19*). Più verso la vetta del Monreale, negli anfratti delle due rocce terziarie, la stessa formazione passa a breccia ossea: di essa ci occuperemo tra poco.

La crosta rossa si trova sia sul terreno quaternario sia sulla roccia terziaria dei dintorni di Cagliari, dove spesso è a sua volta ricoperta da terra vegetale: si può osservare con facilità in località *Is Stelladas*, appartenente al sobborgo cittadino chiamato *Villanova* (*Tavola IV*). La formazione rossa si può seguire fino alla sommità del Monte della Pace, dove probabilmente è stata sollevata assieme alle conchiglie subfossili delle quali ci accingiamo ad occuparci. In sostanza essa si trova in tutta questa regione, se si ha l'occhio abbastanza esercitato per riconoscerla.

La spiaggia conchiglifera. Nella *Tavola III*, *figura XXXVIII*, si è cercato di mettere in evidenza il fenomeno della spiaggia conchigliare sollevata, offrendo una veduta generale di tutte le colline dei dintorni di Cagliari ripresa da un punto elevato al di sopra del villaggio di Sinnai. La carta topografica della stessa tavola mostra la pianta di queste località, favorendo così la comprensione della *figura XXXVIII*.

Iniziamo dal sud della città, cioè da *San Bartolomeo* e dai dintorni delle *saline di La Palma*. Qui, allo stesso piano delle saline, quindi con una leggerissima elevazione rispetto al livello del mare, e ad una profondità di non più di un metro sotto terra, si vede una roccia biancastra contenente un numero altissimo di conchiglie marine pochissimo modificate (*K* 1*).

Tra esse ho raccolto le seguenti, riconosciute dal prof. Meneghini ed i cui campioni sono stati depositati al Museo di Pisa:

Tritonium nodiferum Lk.; *Murex trunculus* Lin.; *Nassa reticulata* Flem.; *Conus mediterraneus* Brug.; *Cerithium vulgatum* Brug.; *Lutraria rugosa* Lk.; *Solen Vagina* Lin.; *Tellina planata* Lin.; *Mactra stultorum* Lin.; *Petricola fragilis* Mich.; *Venus verrucosa* Lin.; *V. Chione* Lin.; *V. decussata* Lin.; *Lucina lactea* Lk.; *L. fragilis* Phil.; *Cardium edule* Lin.; *C. rusticum* Chem.; *C. tuberculatum* Lin.; *Arca Noë* Lin.; *Pinna tetragona* Broch.; *Spondylus gaederopus* Lin.; *Ostrea edulis* Lin.

Il dato più interessante è che questo deposito, che è posto su un piano orizzontale e quasi a livello del mare (*Tavola IV*, lettere *LLL*) e che si ritrova nella pianura esistente tra Cagliari ed i paesi di *Quartucciu* e di *Quartu*, da questa parte si solleva gradualmente verso le vicine colline. Questo fenomeno si può verificare subito in una strada incassata che porta dallo stagno di Pàuli Pirri chiamato *Terramàina* direttamente a Cagliari passando davanti all'ingresso della *Villa San Tommaso* (*Tavola IV*, lettere *MM*); per tutta la lunghezza della strada,

nelle pareti laterali si vede, tra la terra vegetale ed il calcare sabbioso terziario, uno strato di conchiglie analoghe a quelle di La Palma, costituenti come una striscia di fossili in rilievo, soprattutto nel lato nord della strada. In qualche punto le conchiglie formano degli ammassi concentrati in tasche dovute ad irregolarità della superficie della roccia sulla quale un tempo furono depositate e come mostrano le lettere *cp* nella figura seguente.

Fig. 65

ttt, terreno sabbioso pliocenico; *cp*, deposito di conchiglie subfossili con avanzi di vasellame grossolano; *vv*, terra vegetale.

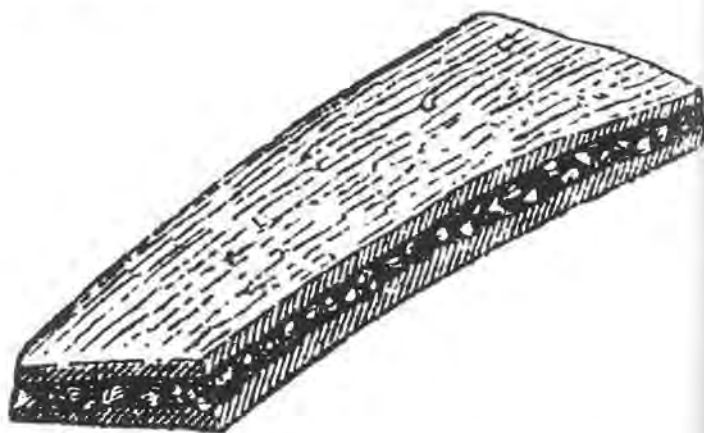
Ecco le conchiglie più interessanti del deposito:

Murex plicatus Broch.; *M. trunculus* Lin.; *Conus mediterraneus* Brug.; *C. pelagicus* Broch.; *Cerithium vulgatum* Brug.; *Solen Vagina* Lin.; *Donax trunculus* Lin.; *Petricola lithophaga* Brn.; *Venus decussata* Lin.; *V. Gallina* Lin.; *Lucina lactea* Lk.; *Cardium edule* Lin. (molto abbondante); *C. rusticum* Chem.; *C. papillosum* Poli; *Arca Noë* Lin.; *Pectunculus glycimeris* Lk.; *Mytilus edulis* Lin. (molto abbondante); *Ostrea edulis* Lin.; *O. lamellosa* Broch.; *Vermilia triquetra* Lk.

I *Cardium* e le *Ostrea* hanno le valve unite, a dimostrazione che non erano certamente servite come alimento dell'uomo; lo stesso può dirsi per la *Venus decussata* ed il *Mytilus edulis*. Quando le valve di quest'ultimo sono separate, il loro viola madreperlaceo interno e soprattutto il loro gran numero li fanno riconoscere da lontano dato che formano una lunga striscia di quel colore, che spicca tra la terra e la roccia terziaria. Le conchiglie (*K* 2*) sono avvolte da terra ocracea rossastra simile a quella osservata sopra il grès quaternario di Is Mesas.

Tutto questo dimostra che il limo rossastro è posteriore al grès quaternario ed è di origine marina, come ho potuto dedurre anche dai depositi di questo genere di Orano, Sancti Petri e Cadice. La terra rossa della strada incassata contrassegnata da *MM* nella *Tavola IV* è penetrata anche all'interno delle conchiglie e soprattutto nel *Cardium edule* e nel *C. rusticum* sebbene le valve fossero rimaste unite: basta esaminare i fossili che fanno parte della mia collezione geologica (*K* 2*).

La cosa più importante, comunque, che devo ancora riferire relativamente a questo deposito singolare, è che, studiandolo con attenzione e separando il deposito stesso dalla terra vegetale ed alluvionale che lo copre e che contiene resti di vasellame di epoca romana e più recente, in mezzo alle conchiglie si trovano frammenti di altro vasellame dall'aspetto del tutto particolare (*K 3*). Sono quasi sempre frammenti di tre o quattro millimetri di spessore che, spezzati, nella linea di rottura fresca mostrano una zona terrosa nerastra con puntini bianchi di quarzo; la zona interna è fiancheggiata ai lati da sottili filetti di colore rosso mattone, pressappoco come ho tentato di rappresentare nella figura che segue:

Fig. 66

La mistura quarzosa ed arenacea interna così come il colore nerastro di dentro e rosso di fuori mostrano l'arte nella sua infanzia, tradita da una terra grossolana e mal pulita e da una cottura imperfetta, così da indicare per questi cocci un'origine antichissima (il solo esempio di una terracotta simile che io abbia trovato in altre parti dell'isola è il frammento di un vaso grossolano completo di ansa, estratto dalle fondamenta di un nuraghe nei dintorni di Buddusò, detto *Iselle*, raffigurato e descritto nella seconda parte di questo *Voyage*).

Mi sia qui permesso rilevare un errore in cui è incorso involontariamente il professor Defilippi, mio collega all'Accademia delle Scienze di Torino, a proposito dei frammenti di terracotta: in un articolo molto interessante dal titolo *Il Diluvio Noetico*, inserito nel giornale *Il Cimento*, vol. VI, quaderno 2, questo studioso mi ha fatto l'onore di citarmi a proposito dei frammenti di vasellame grossolano; ma, invece di associarlo, come ho fatto io ora, alle conchiglie marine subfossili delle spiagge sollevate, li ha attribuiti alla breccia ossea di cui parleremo più avanti. È un errore che è doveroso rilevare, anche se

non compromette le conclusioni del collega, poiché sono indotto ad attribuire la formazione della breccia ossea del Monreale di Cagliari allo stesso movimento del suolo che sollevò le conchiglie marine assieme al vasellame.

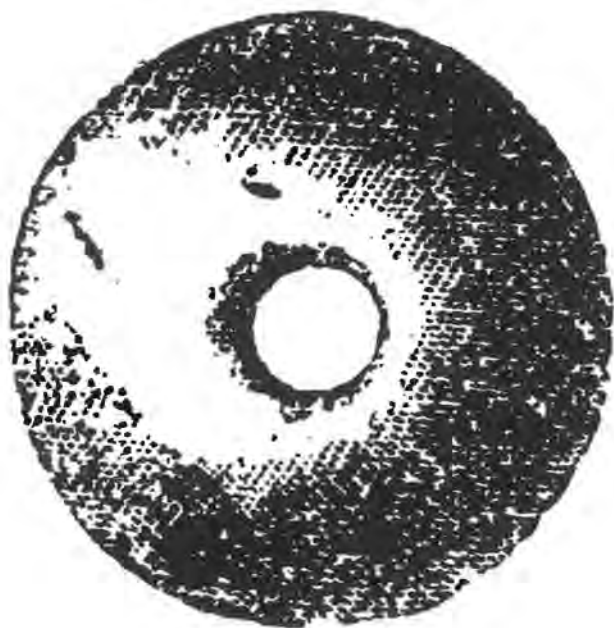
La distanza in altezza tra l'attuale livello del mare ed il punto più elevato in cui si trovano gli ammassi di conchiglie può essere valutato in una trentina di metri nella strada incassata contrassegnata con *MM* nella *Tavola IV*. Non appena la strada cessa di essere incassata, cioè quando si giunge al pianoro della Villa San Tommaso, il banco conchigliare scompare sotto la terra vegetale e sotto la flora; ma, se lo si abbandona qui, lo si ritrova più lontano, sulla collina, ad un'elevazione molto maggiore.

In effetti, se si esce da Cagliari verso nord lasciando sulla destra il Monte della Pace e seguendo sempre la strada che passa in località Is Meriones e conduce alla pianura, non appena si oltrapassa la *Vigna Arcais*, la strada stessa diventa incassata; è allora che, scendendo sulla destra, si può osservare l'esatta riproduzione di ciò che ho appena segnalato nella strada della Villa San Tommaso, indicata dalle *NN* nella *Tavola IV*. Anche qui si trovano i frammenti di vasellame grossolano associati a conchiglie che spuntano al di sotto della terra vegetale ed alluvionale e che si trovano su banchi terziari pliocenici.

Quanto alle conchiglie di questa località si può osservare dall'elenco che segue che sono le stesse segnalate sia quasi al livello del mare, vicino a La Palma e sulla strada di Quartu (*LLLL*), sia a 30 metri di altitudine nella strada incassata (*MM*). Anche queste conchiglie sono state catalogate dal prof. Meneghini.

Murex trunculus Lin.; *Nassa reticulata* Flem.; *Conus mediterraneus* Brug.; *Cerithium vulgatum* Brug.; *Turbo rugosus* Lin.; *Solen Vagina* Lin.; *Donax trunculus* Lin.; *Petricola fragilis* Mich.; *Venus decussata* Lin.; *V. multilamella* Desh.; *Lucina lactea* Lk.; *Cardium edule* Lin. (questa e la *Venus* hanno spesso le valve unite); *Pectunculus pilosus* Lk.; *P. glycimeris* Lk.; *Mytilus edulis* Lin. (che forma interi banchi); *Pinna rudis* Lin.; *P. tetragona* Broch.; *Ostrea edulis* Lin. (molto abbondante e spesso con le valve unite); *O. lamellosa* Broch.; *O. plicatula* Gmel. (*K* 4*).

Nella parte alta della strada incassata ed in mezzo alle ostriche con le valve ancora al loro posto, fisse ed intere, ed i frammenti dei vasi di cui si è detto, molti anni fa (nel 1824) trovai una specie di pallina, anch'essa di terracotta, sottoposta già da tempo all'attenzione dei geologi. Non ripeterò in questa sede ciò che avevo già detto nel *Journal de Géologie*, Tomo III, 1831, ma mi limiterò a mostrarne un disegno. L'originale si trova al Museo di Pisa assieme a tutti i fossili della formazione (*K* 3*).

Fig. 67

Dal disegno si può notare che quest'oggetto sferico sembra aver a lungo girato intorno ad un asse passante dal foro che lo attraversa da parte a parte ed è consumato in *a* e in *b* in senso perpendicolare rispetto al foro, come avviene per le rotelle dei letti e delle tavole dei mobili di oggi. Per questo sono tentato di ritenere questo piccolo oggetto il peso delle reti di un pescatore che ha girato per molto tempo attorno ad una corda, come avviene anche al giorno d'oggi sulle rive del Mediterraneo, dove le corde delle reti sono guarnite di dischi perforati di piombo o di sughero. Non assegno comunque alcuna importanza a questa ipotesi.

Terminata la discesa della strada incassata, le conchiglie fossili spariscono nella pianura sotto la terra vegetale e sotto le siepi di fichi d'India; ma se si fa il giro della base orientale del Monte della Pace e si osservano con attenzione gli anfratti del terreno, è facile ritrovarle e convincersi che esse appartengono tutte ad un deposito molto esteso. (Sulla pendice orientale del monte, pressappoco all'altezza della Vigna di Arcais e nei terreni di questa proprietà, ho visto scavare profondi fossati per l'impianto della vigna: siccome arrivavano fino al terreno terziario, ho potuto vedere chiaramente le conchiglie poste tra questo terreno e la terra vegetale che lo ricopre). Questo è provato anche dalla loro apparizione sui bordi dell'altra strada che da Is Meriones scende diretta nella piana di Pirri, dove si può seguire una striscia violacea di valve di *Mytilus*, come sul pendio settentrionale della stessa collina.

Nella *Tavola III, figura XXXVIII,* ho cercato di rendere evidente l'intero sviluppo di tutto il deposito di conchiglie subfossili a partire dalla piana di La Palma, dove è orizzontale, fino al Monte della Pace e al *Monte San Michele*, dove si trova sollevato ad una considerevole altezza. Ecco ora i risultati di un livellamento che ho fatto eseguire apposta, partendo dal livello del grande stagno fino al punto del Monte della Pace dove si trovano le conchiglie.

Alla biforcazione della grande strada di Sassari con quella di Iglesias	m. 11,74
Casa di campagna dei RR. PP. Scolopi dell'Annunziata	m. 24,63
Vigna del Marchese d'Arcais	m. 46,15
Base occidentale del Monte della Pace, dove si trova il banco ricco di conchiglie	m. 73,69
Cima dello stesso monte, dove si trova qualche conchiglia	m. 98,36
Rotonda della passeggiata del *Buoncammino*, verso NO, dove sotto la terra vegetale ho raccolto conchiglie dello stesso tipo	m. 74,57

Il Campidano. Ora, se si parte dalla base settentrionale della stessa collina per raggiungere la pianura del Campidano seguendo una linea retta che passa per *Elmas* ed *Assemini*, si osserva che il deposito conchigliare continua a mostrarsi molto al di là dei limiti attuali della parte nord del grande stagno di Cagliari. Ho avuto più volte l'opportunità di verificare l'esistenza di questo deposito di conchiglie, che sono delle stesse specie di quelle del terreno di La Palma; e, come qui, formano un banco orizzontale al di sotto della terra vegetale: ho avuto modo di vederle ogni volta che ho visto scavare delle trincee ai lati delle strade o nelle vigne delle proprietà di Elmas e di Assemini.

Infine, proseguendo l'indagine fino all'altra estremità della grande pianura del Campidano, oltre Oristano e soprattutto verso *Cabras*, si ritrova lo stesso deposito di conchiglie subfossili: esso si estende sotto il suolo di tutta la pianura e si solleva maggiormente vicino alle rovine dell'antico castello dei Giudici d'Arborea.

Non ho compiuto una ricerca accurata di queste conchiglie di Cabras, ma quelle che mi sono procurate sono sufficienti a provare la perfetta uguaglianza di questo deposito con quelli dei dintorni di Cagliari: *Lutraria rugosa* Lk. (molto abbondante, con le valve unite e piene di terra rosso-giallastra); *Venus decussata* Lin.; *V. Chione* Lin.; *Scrobicularia piperata* Schum.; *Cardium edule* Lin. (con le valve unite); *Pectunculus pilosus* Lk.; *Ostrea lamellosa* Broch. (*K 5*).

Se da Cabras si raggiunge *Riola* attraverso i territori di *Solanas* e di *Donigala*, nelle pareti dei fossati aperti di fresco si vede riapparire lo strato conchigliare di cui si parlava e che è una copia di quello segnalato sui bordi dei fossati dei dintorni di Elmas e di Assemini, all'estremità opposta della stessa pianura, dalla parte di Cagliari; ecco perché è lecito pensare che questi depositi così perfettamente uniformi, anzi identici, posti oggi alle due estremità del Campidano e distanti l'uno dall'altro più di 100 chilometri, fossero una volta uniti in un periodo successivo alla denudazione del terreno subappenninico e del depositarsi del grès quaternario. Ho fissato questa ipotesi nella *Tavola IIb, figura 9*, e nella *Tavola III*, in cui ho raffigurato il mare del periodo quaternario, che nel Mediterraneo occupò anche le parti più basse delle Baleari e di altri punti della costa italiana, oggi all'asciutto.

Non posso tralasciare un fatto che potrebbe essere ricondotto al fenomeno delle spiagge sollevate ma anche ad una causa più semplice ed a una data più recente: mi riferisco a certe valve di conchiglie marine tutte appartenenti a specie viventi e trovate non in strisce, come le precedenti, ma sparse sul suolo o nella terra vegetale di numerose collinette del bacino del Campidano e delle zone vicine.

Ho trovato i resti di queste conchiglie in abbondanza sulla superficie e soprattutto sulla cima del *Monte Ollàdiri* di Monastir, di cui si parlerà nel capitolo XIV. Questo rilievo, non più alto di 200 metri, è costituito da trachite anfibolica e fonolitica, la cui apparizione è molto anteriore al periodo del sollevamento delle spiagge conchigliari prima citate; ma la terra vegetale che ricopre i fianchi e la cima contiene un numero consistente di valve di conchiglie marine di epoca attuale, tra le quali ricorderò soprattutto lo stesso *Mytilus edulis* ed il *Cardium edule* che abbondano nella spiaggia sollevata di Cagliari. Come le altre esse hanno mantenuto il colore originale ed il glutine animale; non sono comunque disposte in striscia, ma sparse disordinatamente sul terreno seminato: si possono vedere anche sotto le rovine dell'antico castello che occupava la cima del monte ed il cui corpo principale mi servì per la sistemazione del mio segnale trigonometrico. Poiché appartengono tutte a specie commestibili, non oso pronunciarmi sulla causa reale del loro accumulo in questo sito e soprattutto sulla cima del monte, dato che esso potrebbe non aver niente di geologico. Comunque, siccome le stesse conchiglie si ritrovano anche nei banchi della spiaggia chiaramente sollevata da una causa naturale, mi è sembrato giusto attirare su di esse l'attenzione dei geologi.

Ho osservato un fatto simile anche sulla collina che domina la città di Iglesias, in cima alla quale si trova la chiesa di *Nostra Signora di Buon Cammino*, ad un'altezza di 324 metri. Anche lì, appena si esce dalla città in direzione della chiesetta, si trovano sul terreno vegetale sino alle soglie della chiesa le valve di queste conchiglie: si tratta sempre di specie commestibili, come il *Cardium tuberculatum* Chem.; il *C. edule* Lin.; la *Patella ferruginea* Gmel. e la *P. scutellaris* Blainv. A questo proposito ripeto ancora ciò che ho detto a proposito del Monte Ollàdiri: potrebbero esservi state sparse dalla mano dell'uomo; d'altra parte potrebbero anche essere state portate ad un'altitudine simile dal terreno che le ospita nel periodo del movimento del suolo che provocò il fenomeno delle spiagge sollevate dei dintorni di Cagliari.

Gli stagni salati. Presento ora un'altra prova della presenza abbastanza recente dell'acqua marina nella lunga pianura del Campidano, deducendola dalla presenza nella pianura stessa di tre bacini di acqua salata che esistevano fino a pochi anni fa. Mi riferisco agli stagni di *Sanluri*, di *San Gavino* e di *Serrenti*, che sono stati prosciugati più o meno completamente. (I primi due furono concessi ad una società francese, detta 'di Vittorio Emanuele', che vi si è stabilita una quindicina di anni fa; quello di Serrenti fu prosciugato dal Carbonazzi e dai suoi soci; ma malgrado gli sforzi delle due società, il suolo occupato un tempo dalle acque degli stagni è ben lontano dall'essere stato liberato dal sale).

Lo stagno di Sanluri, di circa 15 km di circonferenza, era, fino ad una quindicina di anni fa, un vero e proprio lago salato che si seccava completamente durante i mesi estivi. Mi ricordo di aver visto, in questa stagione, gli abitanti della zona essere obbligati dal fisco a far calpestare dagli zoccoli dei buoi e dei cavalli la grossa crosta di sale che l'evaporazione lasciava tutti gli anni sul fango secco e screpolato.

L'altitudine dello stagno, ora ristretto ed in parte coltivato, è stata stimata in circa 76 metri sul livello del mare. Dal punto culminante partono dei rigagnoli di acqua piovana, che prima sono quasi impercettibili e poi diventano importanti corsi d'acqua e che percorrono pressappoco un uguale tragitto nella valle, per giungere verso sud allo stagno salato di Cagliari e, verso nord, a quello di *Marceddì*. Ho riflettuto a lungo sull'origine di una tale consistenza dello strato di sale di questi stagni interni, ma non riesco ad essere d'accordo con quelli che sono convinti che il sale provenga dal trasporto aereo attraverso la cosiddetta 'aura marittima'; cioè che derivi dalle particelle di sale portate dai venti e provenienti da due mari, quello di Cagliari e quello di Oristano. I due mari sono distanti più di 50 Km dallo stagno, il che rende inammissibile una simile ipotesi. In verità non ho trovato nel bacino dello stagno alcuna conchiglia marina, ma non è detto che non se ne trovino, prima o poi, dato che ne esistono molto all'interno nella pianura del Campidano, sia dalla parte di Cagliari, sia da quella di Oristano: niente di più facile che se ne possano trovare nel punto intermedio, rappresentato appunto dal lago di Sanluri.

Tra le ipotesi che mi sono state suggerite da questo strano giacimento di sale superficiale che ricopre il terreno terziario, eccovi quella che mi pare meno azzardata. Così come è indubbio che dei lembi di grès quaternario siano stati sollevati, vicino ad Alghero, dopo il loro consolidamento e portati a più di 100 metri d'altitudine; e siccome le conchiglie subfossili di Cagliari sono state sollevate assieme ai frammenti di vasi in un'epoca abbastanza recente, si potrebbero far risalire tutti e due i sollevamenti alla stessa causa?

Penso che un tale movimento del suolo sardo in una direzione molto vicina a N 20° O - S 20° E possa coincidere col vasto sommovimento della crosta terrestre conosciuto come 'sollevamento del Tènaro'. Si sa anche che questo fenomeno viene inserito dai geologi tra il periodo detto 'del grande Diluvio' e quello delle alluvioni moderne, cioè dopo l'apparizione dell'uomo sulla terra (ho rappresentato questa direzione nella *Tavola IIb, figura 9*, linea *CD*). È molto probabile che, quando le spiagge contenenti conchiglie subfossili di Cagliari e Cabras furono portate alla loro attuale altezza, tutta la parte mediana del Campidano, allora occupata dal mare, sia stata messa in secco e che le acque che la coprivano si siano dirette verso le due estremità della lunga pianura, che oggi termina infatti con due stagni salati; mentre al centro di questo braccio di mare prosciugato si sarebbero formati uno o più laghi isolati divisi e ristretti dalle successive alluvioni tanto da provocare la formazione di altri piccoli stagni salati: essi sono quelli di Serrenti e di San Gavino, ora in gran parte disseccati come quello di Sanluri.

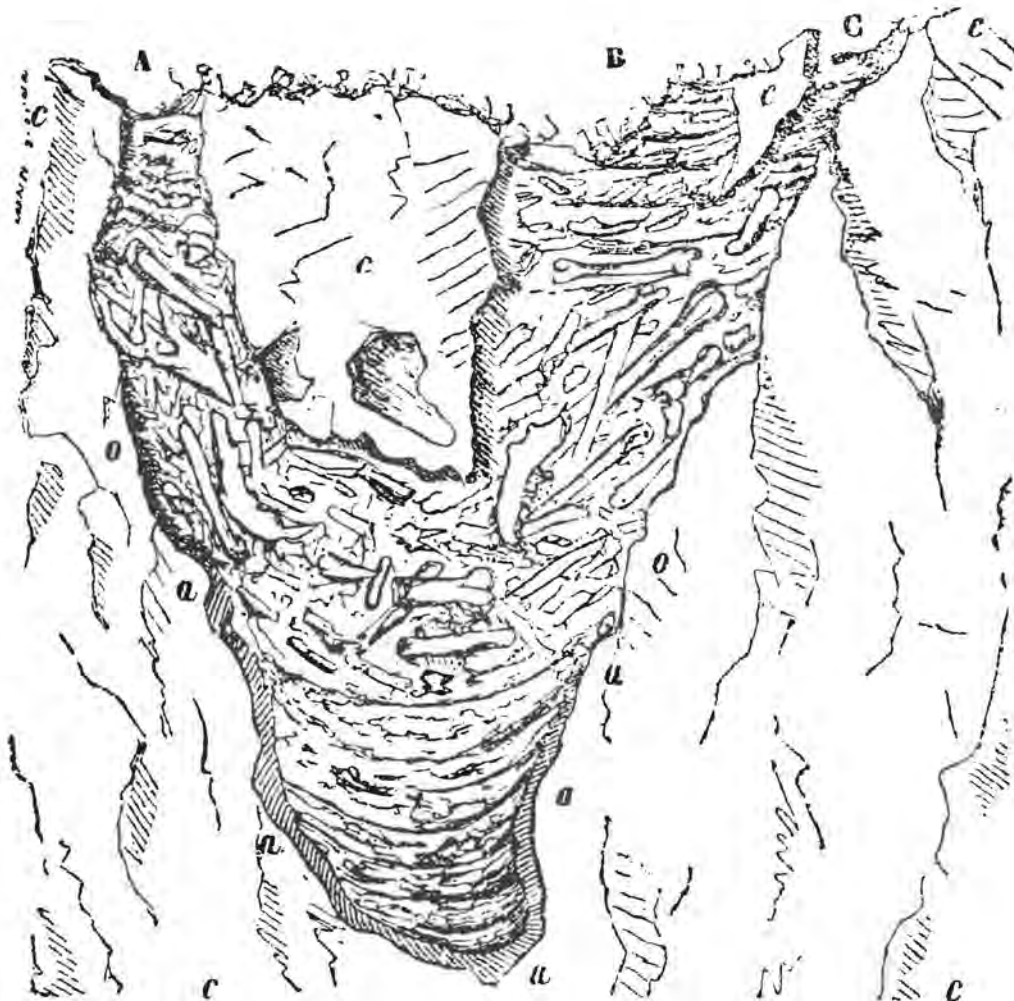
Penso anche che il movimento del suolo che ha portato le conchiglie ed i cocci della collina di Cagliari a più di 70 metri sul livello del mare abbia prodotto una specie di cataclisma nelle località vicine: è a queste cause che faccio risalire l'accumulo delle ossa che compongono la breccia ossea, detta *di Bonaria*, alla quale dedicheremo ora il nostro discorso.

La breccia ossifera di Bonaria. Una trentina di anni fa questa breccia ossifera era ancora visibile, ma da allora è stata gradualmente distrutta dall'apertura di cave per l'estrazione della *pietra forte*, di cui abbiamo parlato più volte. Ora la roccia miocenica che fungeva da ganga alla breccia ossifera è praticamente distrutta; di modo che, se nel 1831 non fossi riuscito a rappresentare una veduta di questa località molto interessante per il geologo, oggi non se ne potrebbe dare un'idea esatta: infatti quando vi ritornai nel 1853, in compagnia dell'amico generale di Collegno, ne trovai solamente qualche labile traccia in mezzo ai detriti di pietra calcarea.

Il disegno fatto nel 1831 è quello che si vede nella *Tavola VII*; ne sono debitore al compianto amico Cominotti, sottratto troppo presto alle arti ad ai suoi numerosi amici; a lui devo anche i disegni delle scene in costume del primo atlante e quelle fino alla *Tavola XXXVIII* della seconda parte, dedicata alle antichità dell'isola.

La situazione di questa breccia ossifera si può constatare sia nella *Tavola III, figura XXXVII*, sia nella *Tavola IV* che rappresenta la topografia dei dintorni di Cagliari: la località interessata si trova pressoché alla sommità del Monreale di Bonaria, la cui parte orientale è unita alla vicina collina di Monte Urpino. Apparentemente questa specie di barriera naturale dovuta alla giunzione del lato occidentale del Monte Urpino con il versante orientale del Monreale potrebbe essere la principale causa dell'accumulo di numerosissime ossa nelle cavità naturali della *pietra forte*: le ossa stesse, malgrado il disordine con cui si trovano accatastate nelle cavità, non fanno a meno di provare una certa regolarità di giacimento.

Riproduco qui appresso anche la sezione, disegnata sette anni prima del disegno (cioè nel 1824), del maggiore dei crepacci e che è la stessa raffigurata nella *Tavola VII*. Essa fa vedere il deposito ossifero come era allora, in tutta la sua interezza: esso è stato riprodotto anche nella *Tavola III, figura XXXIX*.

Fig. 68

c, calcare chiamato *Pietra forte*, di epoca miocenica; *o*, breccia ossifera; *a*, terreno nerastro nerastro contenente sostanze animali.

Dalla figura si può vedere che il riempimento della cavità deve essere avvenuto dall'alto, da due o tre aperture naturali qui indicate con *A*, *B*, *C*, che danno accesso all'anfratto: le ossa vi si sono accumulate successivamente, accatastandovisi ad iniziare da quelle degli animali più piccoli per terminare con i resti di quelli che avevano dimensioni maggiori.

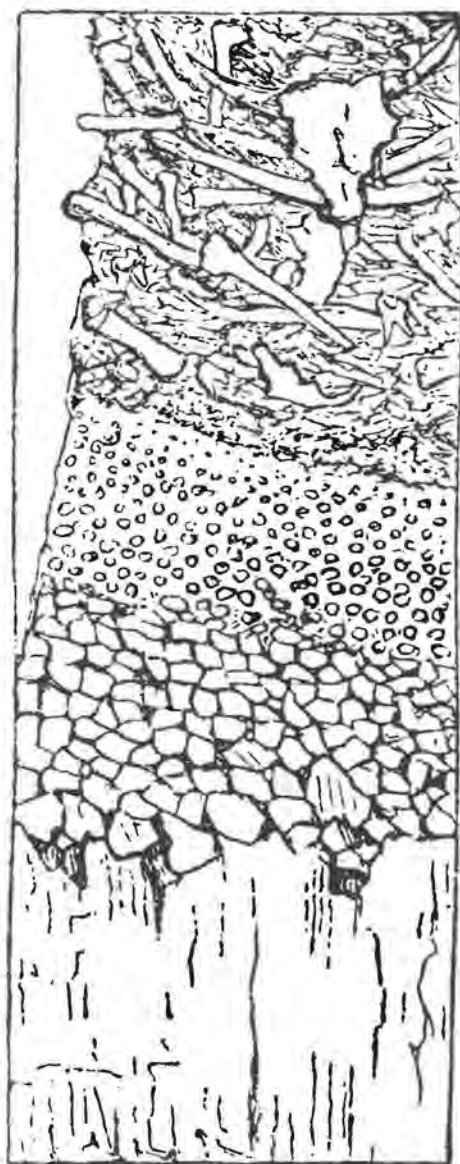
Tutt'intorno alle pareti inferiori della cavità risaltava un cordone o un bordo formato di materiale terroso *a* che, bruciato al cannello o sulle braci, spandeva un forte odore di sostanza animale bruciata: a me è sembrato il prodotto della decomposizione delle parti carnose e muscolari dei cadaveri, le cui ossa sono rimaste a nudo e intatte: questo sembra dimostrare che la maggior parte degli animali sono entrati interi dagli orifizi, almeno quelli delle specie più piccole, che sono anche i più numerosi.

Le ossa hanno assunto una colorazione giallastra, forse a causa della presenza del deposito limonitico in granuli, di cui parleremo tra poco. Sono fortemente allappanti, il che le distingue da altre ossa con le quali si potrebbero confondere e che appartengono ad un'epoca più recente.

I resti della breccia di Cagliari sono già stati sottoposti da molto tempo all'esame di Cuvier e di Loreillard, ai quali li avevo inviati nel 1825; e uno scienziato tedesco, il Wagner, che aveva visitato il posto dopo quella data, ne ha fatto cenno in numerosi numeri delle memorie dell'Accademia di Monaco e nella rivista *Isis*, segnalando l'esistenza delle tracce dei seguenti animali: un pipistrello, due topi d'acqua, già identificati dal Cuvier; un topo campagnolo id.; un topo propriamente detto; un cervo; un cane, più grosso di una volpe e più piccolo di un lupo; un carnivoro delle dimensioni di un lupo; un uccello rapace della grandezza del *Falco buteo*; un altro uccello rapace di dimensioni leggermente superiori; un uccello acquatico, probabilmente un'anatra; un uccello onnivoro, forse un corvo; un altro uccello delle dimensioni di un *Corvus corax*; un uccello arrampicatore, forse un *Picus*, analogo al picchio nero; un uccello canterino, simile al *Turdus pilaris*; una specie di allodola; un granivoro della specie dei passeri; una biscia; una piccola lucertola, anch'essa identificata dal Cuvier; infine una lumaca di terra. Ho pensato che, dato che posseggo numerosi pezzi inediti della breccia accumulatisi nelle mie mani nel corso di lunghi anni, sarebbe convenuto, nell'interesse della scienza, farli studiare ed identificare da una persona competente e specializzata. A questo scopo mi sono rivolto al dottor Studiati, aggiunto della cattedra di anatomia comparata all'Università di Pisa. Il giovane scienziato non si è arreso di fronte alle obiettive difficoltà ed alla noia che presentava l'esame dei campioni del deposito e così è stato in grado di fornire un'importante aggiunta al lavoro svolto dai suoi predecessori.

Lo Studiati ha trovato, nella classe dei mammiferi, tra i carnivori, un supposto genere nuovo che chiama *Cinotherium*, la cui mascella ed alcuni denti sono raffigurati nella *Tavola VII*; inoltre ha riconosciuto una volpe, un orso ed un *Sorex*, tutti di specie sconosciuta; tra i roditori il *Lagomys sardous* Wagner (che è molto abbondante), il *Myoxus glis*, un *Mus* di specie sconosciuta, un'*Arvicola* ed un *Arctomys* (anch'essi sconosciuti); tra i pachidermi un *Sus* e tra i ruminanti un *Cervus*: tutti di specie indeterminata. Nella classe degli uccelli ha riconosciuto dei rapaci, diurni e notturni, dei palmipedi, dei gallinacei e dei passeracei.

La *figura 69* mostra la sezione di un'altra cavità molto vicina alla precedente e con la quale probabilmente era in comunicazione: anch'essa è ora completamente distrutta.

Fig. 69

Ho notato che le ossa di piccoli animali, e soprattutto quelle di *Lagomys* e di *Arvicola*, contenute a migliaia nella cavità, erano immerse, come le precedenti, in un cemento terroso rossastro leggermente pulvirulento: questo permetteva di estrarre isolatamente i differenti pezzi e soprattutto le mascelle dei piccoli animali, con tutti i denti: ma la cosa più interessante era che le ossa poggiavano su un deposito di limonite granulare, con la quale in precedenza erano mescolate. La limonite era divisa in tanti strati, distinti dalla differenza di grossezza dei grani, che aumentavano di grandezza procedendo dall'alto al basso del deposito, dove finiva per divenire una breccia fortemente ferruginosa, composta da frammenti spigolosi di solido calcare bianco (*pietra forte*), cementati da una sostanza ferruginosa a base di idrossido di ferro.

Ecco l'analisi della parte mediana del deposito pisolitico, dovuta alla gentilezza dell'ingegnere minerario Sella, professore dell'Istituto Tecnico di Torino.

Perossido di ferro idrato	38
Argilla e sabbia	55
Calcare	05
Perdita	02
	100

Al centro di ogni globulo si trova quasi sempre un granello di sabbia. La quantità del ferro è molto variabile; del resto il deposito di idrato di ferro si trova anche in numerose fessure della *pietra forte* che forma, come già abbiamo detto, il vero nucleo della collina del Monreale. La sostanza ferruginosa penetra il calcare miocenico in modo così forte da farlo diventare in certi punti giallo: lo si può constatare nei blocchi di *pietra forte*, che passano ad una specie di *brocatello* (*H 2*), già citato in precedenza. Lo stesso mantello ferruginoso avviluppa numerose impronte di fossili calcarei, che al loro interno hanno conservato la bianchezza originale, come si vede quando li si rompe; ciò sembra provare che la colorazione dovuta all'idrato di ferro è posteriore all'epoca nella quale si depositò la *pietra forte*.

Potrebbe darsi comunque che il deposito del materiale ferruginoso negli anfratti del calcare terziario medio del nucleo del Monreale, così come quello del ferro limonitico in grani (*K*** *1, 2, 3, 4*) e la formazione della breccia calcareo-ferruginosa (*K*** *5*), siano da mettere in rapporto ad un'epoca anteriore a quella durante la quale si formò la breccia ossifera propriamente detta (*K*** *6*). Non ignoro affatto che l'interesse dei geologi s'indirizza sull'origine e l'età di analoghi depositi di ferro pisiforme e che molti fra loro tendono a metterli in rapporto all'epoca del *Paleotherium*; ma, siccome il ferro della breccia di Monreale è chiaramente iniettato nelle fessure di una roccia dai fossili di evidente provenienza miocenica, e siccome nelle cavità della stessa roccia si trova il ferro limonitico che proviene con lente trasformazioni dall'idrossido di ferro, non possiamo far risalire il deposito di questa sostanza ad un'epoca anteriore alla formazione terziaria media: perciò ritengo che l'epoca della formazione di questo deposito sia la stessa del ferro pisiforme di numerose altre località e che molti geologi ritengono di un periodo molto più recente.

Ma, se per un verso non sono d'accordo con qualcuno dei colleghi a proposito dell'età geologica della formazione del deposito del ferro limonitico, per un altro lo sono pienamente per quanto riguarda la sua origine, dato che ammetto trattarsi del frutto del travaso di sorgenti sotterranee. Queste, cariche di ossido di ferro passato poi allo stato di idrato, sono venute alla luce attraverso le fessure della *pietra forte*.

Mi resta ancora da riferire un fatto per quanto riguarda la breccia ossea di Bonaria, e cioè la presenza, in mezzo alle ossa, della conchiglia marina più caratteristica e più abbondante della spiaggia sollevata della collina vicina a Cagliari: si tratta del *Mytilus edulis*, già citato numerose volte in queste note. Le valve di questa conchiglia, raccolte assieme a numerose ossa, sono ancora incrostate sia all'interno che all'esterno della pasta rossastra che avviluppa le ossa stesse che aderiscono alle conchiglie, come è dimostrato dai due esemplari raffigurati nella *Tavola VII* (gli originali sono esposti al Museo di Pisa). È utile osservare che le ossa in mezzo alle quali sono stati trovati i *Mytilus* si trovano circa 45 metri al di sopra del livello del mare, che è distante appena 500 metri.

Nella *Tavola III* sono indicate numerose località delle coste del Mediterraneo occidentale in cui si trovano delle brecce ossee analoghe a quelle del Monreale. La *figura XL* riproduce la sezione della breccia ossea di Nizza come è stata pubblicata dal De La Bèche nei suoi *Elements de Géologie*. Alle osservazioni dell'illustre geologo, che ha visto dei fori praticati da conchiglie perforanti nella cavità rocciosa della breccia, aggiungerò che, durante un'escursione da me compiuta circa 30 anni fa, assieme alle ossa ho raccolto delle conchiglie marine tra cui un *Trochus* e le valve dello stesso *Mytilus edulis* appena segnalato al Monreale; anche qui i pezzi erano avvolti dalla sostanza rossa che funge da cemento in tutte le brecce ossee.

Non aggiungerò qui osservazioni su altri simili depositi che si trovano numerosi nel bacino mediterraneo: mi sono accontentato di indicare le principali località di questo tipo nella *Tavola III*. Senza voler trarre delle conclusioni precise riguardo all'uniformità di giacimento e di struttura di tutte le brecce litorali mediterranee, faccio osservare che le ossa più importanti che vi sono contenute appartengono anche a roditori, tra i quali figura soprattutto il *Lagomys*, specie estinta ed il cui omologo vive oggi solamente nelle pianure della Siberia. È curioso osservare tra le specie estinte dell'Europa meridionale alcuni animali che vivono oggi nelle steppe del nord, mentre il suolo delle regioni nordiche contiene i resti di elefanti e di altre specie i cui discendenti vivono in Africa!

Diluvium. Se in Sardegna dovessero esistere le tracce del terreno di trasporto cui la scienza dà il nome di *Diluvium*, queste sarebbero rappresentate solamente da un deposito di ciottoli e di terreno mobile ad ovest di Cagliari e che si trova nella sua sede naturale alla base dei monti che fiancheggiano a ponente il Campidano meridionale. Questo lembo di terreno comincia a mostrarsi nei pressi di *Capo Mannu*, ai piedi della torre omonima: è composto da una serie di strati di ghiaia e di terra rossastra poggianti su roccia terziaria subappenninica delle colline del *Sinis*; ricopre anche la base occidentale delle stesse colline.

Il Golfo di Oristano rappresenta una interruzione di questo deposito, che riappare nel Campidano alle falde dei monti di *Gùspini* e di *Villacidro* dalla parte della pianura, dove raggiunge uno spessore di svariati metri: è composto soprattutto da blocchi di ogni tipo di roccia, di pegmatite e soprattutto di quarzite, frammenti dei vicini terreni siluriani, tutti avvolti da cemento terroso rossastro. Il deposito è interrotto dall'apertura della valle trasversale di Iglesias, ma riappare nuovamente verso *Capoterra*, non lontano da Cagliari, e continua tra i monti della zona e lo stagno; poi tra le montagne ed il mare, fino ad oltre la *Villa d'Orri*, per giungere al villaggio di *Sarroch*.

È sempre un miscuglio di ciottoli più o meno arrotondati, sempre uniti da terra rossa. Lungo lo spazio descritto e soprattutto sotto il villaggio di Capoterra e la *chiesa di Santa Barbara*, mi è sembrato che la roccia filladica che forma la base dei monti siluriani della regione, e sulla quale poggia il deposito in questione, appaia in qualche punto striata e levigata, come ad indicare una specie di sfaldatura nella deposizione originaria del terreno. Ignoro se vi siano state trovate delle ossa; ma se i resti di elefante esposti al Museo di Cagliari e ritrovati, si dice, nei dintorni della città hanno realmente una simile provenienza, ho ragione di credere che siano stati reperiti proprio in questo terreno.

Ho avuto modo di osservare un terreno analogo nella piana del Sulcis, tra la base occidentale del gruppo di *San Michele d'Arenas* e la *penisola di Sant'Antioco*. La lingua di terra che unisce la penisola al continente sardo è costituita da un agglomerato di pietre arrotondate e di terra rossastra; ma mi è sembrato abbastanza singolare il fatto che le rocce trachitiche (tra-

chite primordiale) di cui si compone la maggior parte dell'isola di Sant'Antioco e quelle pure di origine vulcanica del gruppo di San Michele d'Arenas sono pochissimo rappresentate nella moltitudine delle pietre che compongono questo terreno. Mi permetto anche di aggiungere che non ho mai trovato ciottoli simili tra quelli che formano il terreno di trasporto della zona, che appartengono a rocce granitiche e siluriane; le rocce antiche esistono al loro posto originario solamente in zone ben più lontane rispetto a quelle di cui stiamo parlando. Sono quindi indotto a pensare che un tale deposito debba rappresentare il risultato di una fenomeno generalizzato che ha portato i ciottoli così da lontano. Terreno di questo tipo forma anche la piana compresa tra Alghero e Porto Torres, che congiunge i territori di Alghero e della Nurra a quello di Sassari.

Non mi dilungherò su altri ammassi di pietre che ricoprono le pianure o i fondovalle perché li considero prodotti da cause locali e li classifico tra i terreni alluvionali che oggi si formano sotto i nostri occhi.

Cordoni litoranei - Lo stagno di Cagliari. Mi restano ora da ricordare alcuni fenomeni geologici simili a quelli attuali, è vero, ma che risalgono ad un'epoca antichissima: si tratta sia dei cordoni litoranei, sia degli stagni costieri che ne sono una conseguenza.

Fra questi, lo stagno più importante è senza dubbio quello che si trova ad ovest di Cagliari, e che non misura meno di 50 Km di circonferenza. È separato dal mare da una lingua di terreno sabbioso della lunghezza di più di 9 km, mentre la larghezza media può essere valutata intorno ai 60 m. Viene chiamato *La Plaja*, sinonimo di 'spiaggia', dato che dalla parte del mare si tratta di una vera e propria spiaggia continua (*Tavola IV*).

La lingua di terra è tagliata oggi da otto aperture trasversali che servono a mettere in comunicazione le acque dello stagno (alimentate da confluenti interni) con quelle salate del mare. Le aperture, che hanno quasi tre secoli, sono dovute quasi tutte alla mano dell'uomo, mentre almeno sette di esse formano canali di peschiere con altrettanti ponti costruiti quasi tutti in legno e in modo così approssimativo che attraversandoli sembra di essere finiti in un paese selvaggio. Un solo ponte è stato costruito in pietra una trentina di anni fa.

Colpito dalla forma che mostra la parte occidentale dello stagno, ho pensato che essa celi un'antica apertura naturale, come è regola quasi generale degli stagni litoranei della Sardegna, dei quali parleremo tra poco. La mia ipotesi è confermata da un curioso documento dovuto alla gentilezza del reverendo Vittorio Angius, noto scrittore di cose sarde. Si tratta di una petizione in lingua catalana dello Stamento Militare dei Sardi presentata al viceré don Michele de Moncada. Vi si legge: *1*, che nel 1586 solo l'attuale *canale della Scaffa* metteva in comunicazione le acque dello stagno con quelle del mare; *2*, che la zona della Scaffa era molto abitata e frequentata, così che i pesci provenienti dal mare, che potevano raggiungere lo stagno solamente attraverso questo canale, erano spaventati dalle grida degli uomini; questa è la ragione per la quale i postulanti chiedevano il ripristino dell'antica apertura, posta all'estremità occidentale dello stagno.

Questa apertura rappresentava lo sbocco naturale delle acque dello stagno che provenivano dai monti occidentali, *«per la qual yxien las aiguas de rius de las montañes de ponent, que donen en lo dit estañy»*; allora era chiuso da alcuni anni a causa della rottura del ponte, *«per ser caigut lo pont per hont passava la gent, y per la dita caiguda se hà segat la dita boca de alcuns añys ensa»*. Questa *boca* si trovava sulla *«Plaja de la Maddalena, que va la volta de Capo de Pula»*, cioè si trovava pressappoco nel punto indicato dalla lettera *Q* nella *Tavola IV*.

Di conseguenza le sette aperture attuali poste a ovest del canale della Scaffa, che è il solo navigabile, sono posteriori all'epoca del documento e la traccia dell'antico emissario naturale della Maddalena è da allora completamente scomparso. Torneremo sull'argomento quando parleremo delle forme e delle direzioni quasi generalizzate che assumono gli stagni litoranei dell'isola.

In Sardegna esiste una credenza che non condivido sul sito del grande stagno: esso si troverebbe nel luogo occupato una volta da ridenti orti. Faccio subito osservare che la barriera della Plaja risale ad un'epoca molto antica, dato da lì passava la strada romana di cui ho io stesso rinvenuto le tracce presso *La Maddalena*, venendo da Cagliari. Un pietra miliare scoperta qualche anno fa presso Villa d'Orri, che si trova esattamente a metà strada tra Cagliari e le rovine di Nora, vicino al capo di Pula, dice che il luogo si trovava a 11 miglia di distanza sulla strada che univa le due antiche città: questa misura corrisponde perfettamente a quella da me rilevata e che si può verificare facilmente sulla mia carta in due fogli, che si parta da un punto o che si parta dall'altro.

Ecco una copia dell'iscrizione della colonna, scoperta dopo la pubblicazione della seconda parte del *Voyage*, dove si trovano quelle delle pietre miliari della stessa epoca: questa potrebbe essere riferita al restauro delle antiche strade romane dell'isola, ordinato dall'imperatore Filippo e dal figlio. Ecco l'iscrizione:

XI.
IMP. CAES. M. IVLIVS
PHILIPPVS. PIVS. FELIX
AVG. PONT. MAX. TRIB. POT.
COS. III. P. P. PROCONSVL
IMP. CAES. M. IVL. PHI
LIPPVS. PIVS. FELIX. AVG
PONT. MAX. TRIB. POT. V
COS. II. P. P. PROCOS. VIAM
QVAE. DVCIT. A. NÔRA, KA
RALIBVS. VETVSTATE. COR.
RVPTAM. RESTITVERVNT
CVRANTE. mARCO. VLpio
VIctoRE. PROC. SVO. EV.

Questo dato mi fa tornare in mente ciò che avevo detto a proposito di questa strada romana nella seconda parte dell'opera dedicata alle antichità dell'isola dove parlavo di XXII miglia romane in luogo delle XXXII fornite dalla maggior parte delle varianti dell'*Itinerario* di Antonino.

Ora, con la scoperta della pietra miliare e con le tracce della strada romana trovate alla Plaja, nasce il seguente ragionamento: se, d'accordo con me, si ammette che la strada passasse per la Plaja così da correggere le cifre dell'*Itinerario* di Antonino per quanto riguarda la distanza tra *Karalis* e *Nora*, bisogna ammettere che lo stagno esistesse allora già così come è attualmente; quindi questa parte della strada romana rappresentava quasi la corda di un arco del quale i contorni dello stagno danno un'idea approssimativa; se, al contrario, si vuole dar fede all'*Itinerario* di Antonino, e si suppone che la strada avesse veramente una lunghezza di XXXII miglia, sempre questa strada doveva percorrere l'arco, cioè il contorno dello stagno verso nord, e dunque non sarebbe stata così estesa se l'area attuale della zona fosse stata veramente coltivata e messa a secco. Di conseguenza lo stagno esisteva già all'epoca romana: si tratta probabilmente di uno dei due di cui parla Solino.

Un altro motivo che mi impedisce di ammettere l'esistenza di orti nell'area occupata dal grande stagno di Cagliari è che tutte le notizie storiche ci dicono che esso era un tempo molto più vasto e più profondo di quanto non sia oggi. Sappiamo anche dalla storia medioevale che, durante le guerre tra genovesi e pisani e tra questi ultimi e gli aragonesi, le loro galere navi-

gavano nello stagno arrivando da una parte sotto le mura di *Santa Gilla* vicino a Cagliari e dall'altra sotto *Capoterra*; ciò certamente non può avvenire ai giorni nostri, ma allora, come abbiamo appena detto, esistevano solamente due aperture: quella de La Scaffa e quella de La Maddalena.

La Plaja è secondo me un vero e proprio cordone litoraneo formato dai materiali sabbiosi portati continuamente dal mare; una volta probabilmente rappresentava uno sbarramento delle acque dolci che giungevano dalla valle del Campidano e da quella di Iglesias. In seguito le acque dello stagno diminuirono progressivamente: ho potuto constatarlo di giorno in giorno in 37 lunghi anni, dato che durante i primi anni del mio soggiorno nell'isola vogavo con facilità per tutta la superficie del grande bacino per andare e tornare dalle battute di caccia. Allora passavo in certi punti dove ora non si può più navigare neppure con le barche più piatte.

Le odierne aperture della Plaja sono tutte più o meno ostruite dalla sabbia accumulata dagli scogli e dalle onde del mare, come anche dal fango portato dall'interno dai corsi d'acqua confluenti. Se l'amministrazione non si curerà al più presto di farle dragare, lo stagno sarà ridotto in breve tempo ad una laguna pestilenziale dannosa per la salute dei cagliaritani e per gli interessi delle finanze, che ricavavano dalla pesca nel bacino un reddito che diminuisce di giorno in giorno, man mano che diminuisce il fondale e con esso le comunicazioni con le acque del mare. Esiste quindi un interesse duplice a far sì che i canali siano convenientemente dragati e mantenuti.

Stagno di Molentargiu. A est della città esiste uno stagno molto salato, chiamato *Molentargiu*, che è separato dalla spiaggia di Quartu attraverso un altro lago allungato affiancato alla costa, detto *Mare-stagno* o anche *stagno di Quartu*: anch'esso è rappresentato nella *Tavola IV*.

L'elemento più curioso è la mancanza di collegamenti con il mare, almeno in apparenza. Quando soffia il vento di N-O (il maestrale) resta quasi completamente a secco: le acque si accumulano in corrispondenza del lato S-E; mentre, se si fanno sentire i venti di direzione opposta, anche se non sono di particolare violenza, lo stagno si riempie totalmente fino a straripare sulla strada di Quartu, allargando verso N-O il suo normale confine.

Secondo me questo fenomeno è da attribuire all'unione di due cause: *1*, al livellamento quasi perfetto del fondale; 2, all'infiltrazione sotterranea delle acque marine, nonostante la notevole distanza esistente tra lo stagno e il mare. Aggiungo che lo stagno è perfettamente secco solo durante i due o tre mesi più caldi dell'anno, quando il fondo risulta coperto di una pesante coltre di sale che subisce un vero e proprio saccheggio da parte degli abitanti dei villaggi vicini con grande scorno per il fisco. Durante le altre stagioni la parte centrale diventa la dimora abituale di migliaia di fenicotteri e di altri uccelli acquatici che vivono in tutta tranquillità al sicuro dal piombo assassino dei cacciatori. Quando abitavo nel palazzo reale di Cagliari, nel punto più alto della città, e d'inverno osservavo con l'aiuto di un buon cannocchiale gli stormi regolari di fenicotteri, arrivai a contarne 6-8.000 esemplari. Li vedevo sempre al centro dello stagno: qui lo stagno risulta impenetrabile ad un uomo che cammini a piedi, per lo spessore del fango nero e molle che ne costituisce il fondo, ed alle barche per la scarsità di fondale; mentre gli animali, largamente palmati, vi nuotano molto bene. Ho osservato anche che, qualsiasi vento soffi, l'acqua non raggiunge mai la metà delle loro zampe, in modo da provare il piano perfetto del fondo dello stagno, coperto in genere da una coltre d'acqua di 30-40 cm, che corrisponde appunto alla metà della lunghezza delle zampe dei volatili.

Gli stagni occidentali. Élie de Beaumont nelle sue ottime lezioni di *Geologia pratica*, pubblicate a Parigi nel 1848, parlando degli stagni litoranei della Corsica cita anche quelli sardi. A proposito di questi ultimi ricordiamo al lettore ciò che già si è fatto osservare nella prima parte del *Voyage*; segnalando la posizione e soprattutto i contorni quasi uniformi degli stagni litoranei delle due isole, si diceva che essi sono quasi tutti oblunghi e che la loro lunghezza maggiore corre quasi senza eccezione parallelamente alla costa: in altri termini si prolungano in senso N-S prima che le acque entrino nel mare attraverso un'apertura quasi sempre posta a sud e in direzione da ovest ad est.

Questa caratteristica sembra riprodursi in senso inverso lungo la costa occidentale sarda, dove gli stagni litoranei, pur conservando la stessa forma allungata di quelli orientali, hanno quasi sempre gli sbocchi a mare nella loro parte settentrionale, contrariamente a quanto avviene per gli altri: così avviene in quello della peschiera di *Porto Pino*, quello dell'*isola di San Pietro* a sud di *Carloforte* (che sbocca al mare tra il paese e la *Torre Vittorio*), gli stagni di *Sassu* e di *Santa Giusta* (nel Golfo di Oristano) e soprattutto quello di *Calico*, detto anche delle *Peschiere* (a nord di Alghero).

Se a proposito degli stagni della costa orientale abbiamo potuto attribuire il loro stato attuale, cioè la forma allungata parallela alla costa e con sbocco verso sud, ad un costante movimento del mare che preme il litorale da nord a sud; se abbiamo inoltre osservato lo stesso effetto in senso inverso nella costa occidentale, dovremmo ritrovare le stesse cause e gli stessi effetti nella parte meridionale della Sardegna: a questo scopo ricordiamo al lettore le affermazioni già fatte in precedenza, a proposito dello stagno di Cagliari, sull'antico sbocco nei pressi della Maddalena.

Aggiungerò che, ragionando per similitudine, sono portato a credere che lo stagno di Quartu, che separa quello di Molentargiu dalla riva del mare e che corre per gran tratto parallelamente ad essa, dovesse avere un giorno l'imboccatura all'estremità ovest, verso la *penisola di Sant'Elia*, piuttosto che all'estremità opposta, cioè dalla parte di Quartu.

'Moto radente' e 'aura marittima'. Tutti questi fenomeni sono secondo me gli effetti di una stessa causa: cioè un'azione continua ed uniforme del mare che gli italiani chiamano 'Moto radente'. Questo farebbe continuamente il giro dell'isola da nord a sud lungo tutta la costa orientale rimontando la costa occidentale in senso opposto (S-N).

Avevo detto, parlando della salinità degli stagni interni di Sanluri e Serrenti, che non ammetto la teoria di coloro che la attribuiscono all'azione della cosiddetta 'aura marittima'. Quest'azione, impossibile secondo me ad una così grande distanza dal mare, è invece chiaramente la causa dell'erosione dei monti calcarei posti in vicinanza delle coste. Attribuisco la corrosione della roccia calcarea all'azione del contenuto salino delle goccioline d'acqua marina portate dal vento quando il mare è agitato e schiumante: ho già segnalato questo fenomeno a proposito del *Monte Santo*. Credo di poter attribuire alla stessa causa la corrosione sotto forma di striature e di solchi, nel senso delle linee di maggiore pendenza, della roccia calcarea dell'isola di Tavolara. Siccome la formazione di questo tipo di solchi è stata già ampiamente trattata dal defunto Pouillon Boblaye nella sua interessante opera sulla Morea, eviterò di entrare in dettagli, ma non mi posso esimere dal far osservare che il paragone che ho proposto tra la disposizione dei solchi della roccia di Tavolara con un piano in rilievo, «che imita una regione montuosa con le sue creste ed i suoi contrafforti», era già stato stampato quando mi sono reso conto di aver ripetuto (quasi alla lettera) le parole usate da quell'illustre geologo.

L'ossidiana. Non riuscirei a chiudere un capitolo dedicato ai fenomeni geologici avvenuti dall'inizio dell'era quaternaria fino ai nostri giorni senza tornare su un fatto solamente accennato nel capitolo IV: mi riferisco alla presenza di una certa quantità di pezzi o scaglie di ossidiana nera, sparse sul terreno o in mezzo alla terra vegetale di numerose località dell'isola, ma soprattutto sul *Tacco Ticci*.

Aggiungo ora che il fenomeno è comune ad un gran numero di località sarde dove un occhio esercitato riesce a riconoscere questi frammenti dal colore nero lucente e dalla forma spigolosa e concoide, quando si percorra l'isola in tutti i sensi e si

esplori la sua superficie procedendo a piedi, come del resto ho fatto io nel corso di tanti anni.

Ho creduto, è vero, che questi frammenti siano per struttura in stretto rapporto con l'ossidiana nera (*b 42*), che si trova sia in grossi pezzi sia come roccia stabile sul *Monte Arci*, di cui si parlerà ripetutamente nei capitoli XII, XIV e XV. Mi è anche sembrato che lo spargimento dei pezzi di ossidiana nel terreno vegetale e sulla sua attuale superficie non debba essere avvenuto dappertutto nelle stesse proporzioni, visto che la quantità e le dimensioni di essi diminuiscono man mano che aumenta il raggio di distanza dal Monte Arci stesso, che ne rappresenterebbe il punto centrale.

Se la teoria secondo la quale una eiezione di frammenti di questo vero e proprio vetro naturale li avrebbe lanciati tutt'intorno in un'epoca sconosciuta, a mo' di bombe vulcaniche, può trovare una spiegazione nella stessa natura della montagna, che è di trachite e di basalto, essa sarebbe ammissibile solo per quanto riguarda le zone vicine all'antico vulcano, e cioè la *Giara di Gèsturi*, il *Sarcidano* ed anche il *Tacco Ticci* e altri *Tacchi* vicini.

Ma come concepire che frammenti di questo tipo, anche se più rari e più piccoli, si possano trovare anche in altre parti dell'isola? Come spiegare la loro presenza sulla cima del *Monte Narcao*, vicino ad Iglesias, nell'isola di Sant'Antioco e sulla superficie della miniera di *Monteponi*, che sono tutte località dove abbiamo trovato numerose scaglie assieme a De Vecchi, al quale abbiamo segnalato il fatto? Come farci una ragione del ritrovamento di altri pezzi simili sulla cima del *Monte Linas*, distante più di 40 Km dal Monte Arci e alto più di 1000 metri, e perfino sulla cresta superiore del Gennargentu, ancora più lontana e superiore ai 1900 metri di altezza? Infine, la presenza degli stessi frammenti sul *Monte Rasu*, sul Limbara e fino alla *Marinella*, sulla costa vicina a *Capo Fìgari*, dove ne ho raccolto nel 1845 in mezzo al granito, diventa sempre più difficile da spiegare con quella teoria.

Come si può spiegare la dispersione in punti così lontani delle scaglie d'ossidiana ed il trasporto per un'altra via che non sia quella aerea, per distanze e altezze così varie, se in molti casi non si ammette l'intervento dell'uomo? Questo è il problema che mi ero posto e che difficilmente avrei risolto se, per una fortunata coincidenza, lo stesso giorno in cui stavo per partire per Parigi per consegnare in tipografia il testo di questo capitolo, il Virlet d'Aoust, geologo noto per le sue opere sulla Grecia, non fosse venuto a trovarmi per un saluto. Sottoposi i numerosi pezzi di ossidiana all'occhio esercitato del collega che aveva percorso anche il Messico ed egli non tardò a riconoscere tra alcune scaglie frammenti di antichi coltelli o punte di frecce e di lance ed anche esemplari che erano stati accumulati in certe località per essere tagliati da fabbricanti di strumenti e di armi da guerra: egli ne aveva visto di simili in Messico. Mi fece anche osservare come molti pezzi mostrassero chiaramente le tracce della rottura prodotta da mani esercitate a questo lavoro. Anche l'amico generale di Collegno, accompagnato da me nel 1853 al Tacco Ticci, cui feci osservare l'abbondanza di frammenti di ossidiana sparsi per terra, ha un'opinione simile a quella del Virlet: crede, cioè, che fu la mano dell'uomo a portarli lassù; comunque io, tenendo conto del gran numero e delle notevoli dimensioni, resto dell'avviso che potrebbero esservi stati veramente lanciati dal Monte Arci durante un'eruzione vulcanica.

Devo fare anche una importante distinzione tra i pezzi di ossidiana, generalmente più voluminosi e più numerosi che si trovano in terreni che ricoprono certi monti e certi altopiani compresi in un raggio di 15-20 miglia attorno al Monte Arci, e le piccole scaglie che si trovano qua e là nel resto dell'isola, in montagna, in pianura ed anche sulla costa. Nel primo caso, la causa che ha sparso ed ammassato i frammenti più grossi potrebbe essere vulcanica; mi ricorda la spiegazione data alla presenza di pezzi del tutto analoghi in certe isole dell'arcipelago greco dal suolo calcareo e che sarebbero stati lanciati come proiettili dai focolai vulcanici delle isole vicine. Nel secondo caso possiamo ritenere le scaglie lavorate reperti delle più antiche popolazioni dell'isola che formano un anello d'unione tra i prodotti delle ultime convulsioni vulcaniche della Sardegna e la storia delle popolazioni primitive sarde.

Terminando così il capitolo che chiude la serie delle rocce sedimentarie, passiamo ora a quelle, non meno importanti, di origine eruttiva, che hanno attraversato il suolo sardo nelle diverse epoche geologiche che videro formarsi i vari depositi di cui abbiamo parlato e gli uni succedere agli altri.

Libro Primo

ORDINE SECONDO

ROCCE ERUTTIVE

CAPITOLO DECIMO

Rocce granitiche

Il grande nucleo granitico. Le rocce granitiche formano nell'isola una grande spina centrale che si sviluppa quasi senza interruzione da nord a sud, dall'*Arcipelago della Maddalena*, nel canale di Bonifacio, fino all'*isolotto dei Cavoli*, presso il *Capo Carbonara*, come si può vedere nella carta geologica che sta in apertura di questo volume. Si trovano poi altre formazioni dello stesso tipo ad ovest, dove il granito forma un altro nucleo, parte allo scoperto e parte nascosto, della catena di monti che sorgono dai dintorni di Arbus e Gùspini fino al *Capo Spartivento*, che è il più meridionale dell'isola.

Il granito, che ha un ruolo così importante nella costituzione geologica della Sardegna è, per così dire, la continuazione di una spina simile che attraversa la Corsica in tutta la sua lunghezza. Il granito sardo si mostra a volte allo scoperto su immensi spazi, come in tutta la Gallura; altre volte è ricoperto da una coltre di schisto siluriano che conserva la sua natura primordiale o diviene cristallino; a volte sta sotto depositi secondari, terziari e perfino quaternari. Non ho mai osservato questa roccia poggiare su terreni sedimentari o riversata su di essi.

Le caratteristiche mineralogiche del granito sardo si rilevano spesso attraverso l'osservazione dei cristalli di feldspato ortosio, che sono color rosa, incarnato e (raramente) bianco. Il quarzo che fa parte della loro struttura è spesso di un colore bianco sporco, ma assume anche una colorazione rosa. A volte il granito è povero di mica, così da passare spesso alla pegmatite: si può dire che quest'ultima varietà di roccia granitica è la più diffusa. Il talco e soprattutto l'anfibolo si trovano spesso mischiati nella sua pasta, che così diventa sienite: vi è contenuta anche della pinite e della tormalina.

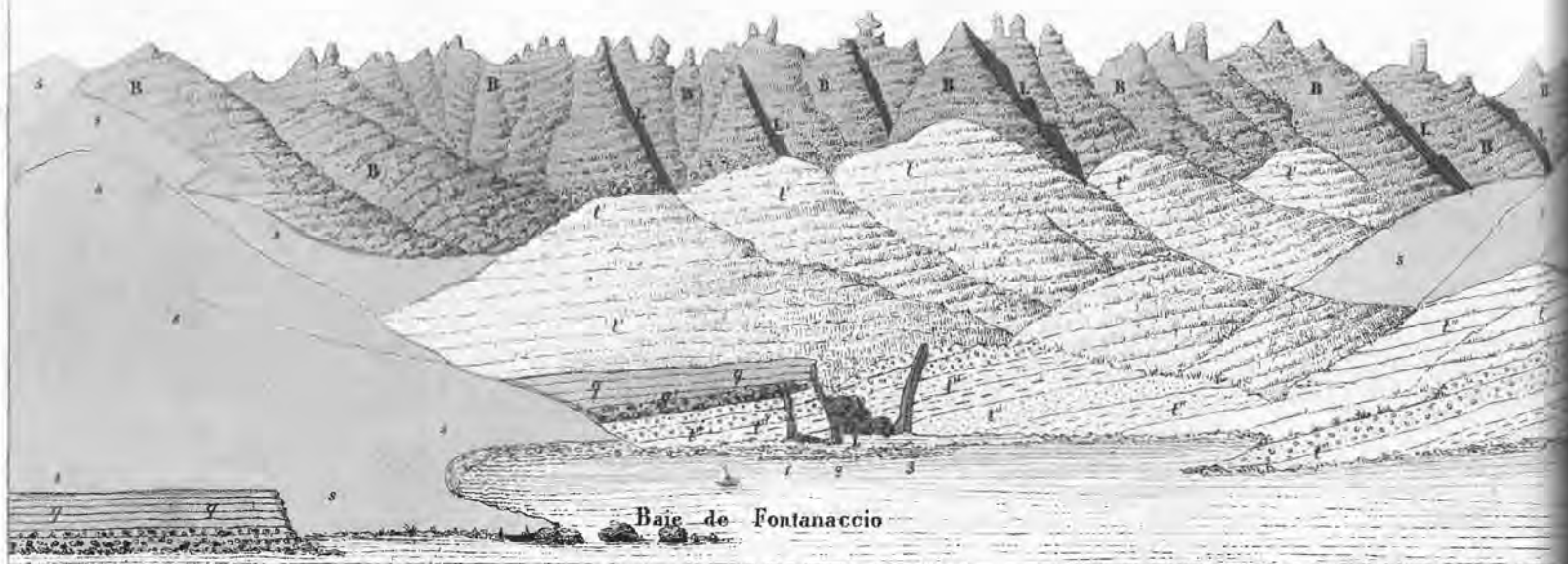
I filoni che attraversano più spesso queste rocce sono di quarzo, di eurite, di porfido rosso e di diorite; solo in una località ho visto il basalto in filoni dentro il granito. Qualche volta il granito sardo presenta un accenno di stratificazione, ma è solamente l'effetto di una specie di sfaldatura; ho comunque osservato delle vere e proprie stratificazioni, o almeno delle divisioni del granito in placche parallele. Talvolta mostra una struttura prismatica irregolare, tal'altra si scompone facilmente in palline o in terreno sabbioso. Questi, pressappoco, sono in Sardegna i caratteri generali di questa roccia: essi corrispondono a quelli del granito della Corsica e di altre zone della terra.

Su Concale. Seguendo l'ordine descrittivo già usato per gli altri terreni dell'isola, inizierò l'elencazione dei graniti sardi da quelli che si trovano più vicini a Cagliari. Si tratta di quelli che appaiono sotto rocce siluriane modificate a Capoterra. Si vedono dapprima in una località chiamata *Su Concale*, tra il paese citato e quello di *Uta*. È una roccia che non mostra nulla di particolare: è rossastra e molto ricca di quarzo; si nasconde spesso sotto la roccia siluriana che, al contatto, diviene molto silicea per passare poi alla pietra lidia.

Procedendo da Su Concale verso sud, lungo le pendici dei monti del territorio di Capoterra, il granito appare verso *Santa Barbara* attraverso gli schisti siluriani e forma una specie di banco parallelo alla loro stratificazione. Gli schisti appaiono fortemente modificati e trasformati in schisto siliceo nerastro ed in quarzite grigia striata; ben presto il granito si perde sotto formazioni rocciose paleozoiche per fare, in seguito, una nuova apparizione a S-O di Villa d'Orri, dove forma un piccolo rilievo isolato: vi assume l'aspetto di un filone in direzione NE-SO, inclinato verso N-O.

Monte Santo di Pula. Per ritrovare lo stesso granito basta internarsi nella valle detta *Sa Stidiosa*, che si trova nell'altro versante della montagna di Orri e di cui si è già parlato a proposito delle quarziti e della pietra lidia del terreno di transizione che sono a contatto col granito. Questo forma anche la base del *Monte Santo di Pula*, dove sembra legarsi intimamente con formazioni di calcare cristallino grigio che paiono intercalate nello stesso granito: si tratta però solo di un'apparenza dovuta alla sinuosità del suolo ed alla direzione nella quale forzatamente si scala la montagna. Lungo la stessa salita si vede, verso destra, il granito attraversato da un grande filone di quarzo diretto pressappoco da N 10° O a S 10° E. Il granito della zona assume generalmente una colorazione rossa e contiene cristalli di feldspato ortosio molto voluminosi color carne o rosa, ma spesso cambia grana e passa ad un granito, o meglio ad una pegmatite, a grana fine; la caratteristica principale è rappresentata dall'estrema povertà o addirittura dall'assenza della mica. La formazione granitica riappare nuovamente quasi sulla cima del Monte Santo, ricoperta da uno strato di calcare siluriano nerastro: là si trovano le rovine di una chiesetta dedicata a *San Michele*.

La catena di monti che va da Pula verso Chia, e tra i quali citiamo quello quasi isolato di *Su Bagadiu*, è tutta formata da pegmatite rossastra o rosa a grana fine (*a 1*). La roccia mostra pertanto numerose variazioni da un punto all'altro, sia nella

Vue générale de la chaine du M. *ARCUENTU* et de la plage de Fontanaccio, *prise de la mer (Côte Occidentale)*

Vue de la côte occidentale depuis le Cap de la *FRASCA* jusqu' à *FONTANACCIO*

Cap de la Frasca L

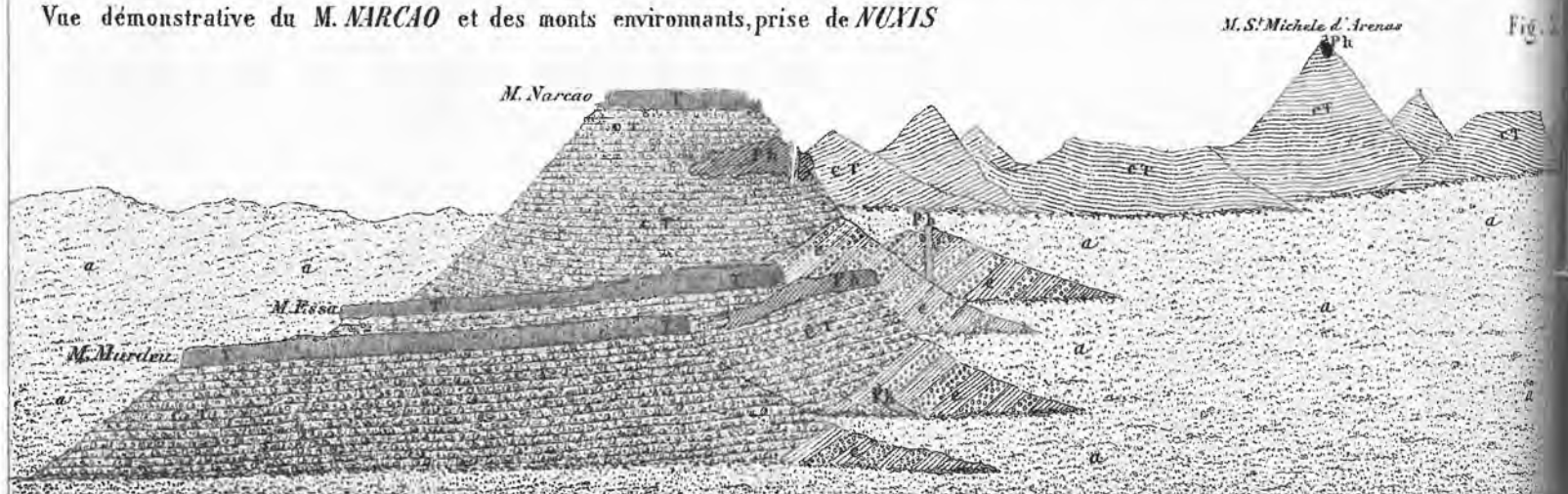
Plateau de la Frasca

Vue démonstrative du M. *NARCAO* et des monts environnants, prise de *NUXIS*

M. St. Michele d'Arenas

M. Narcao

M. Essa

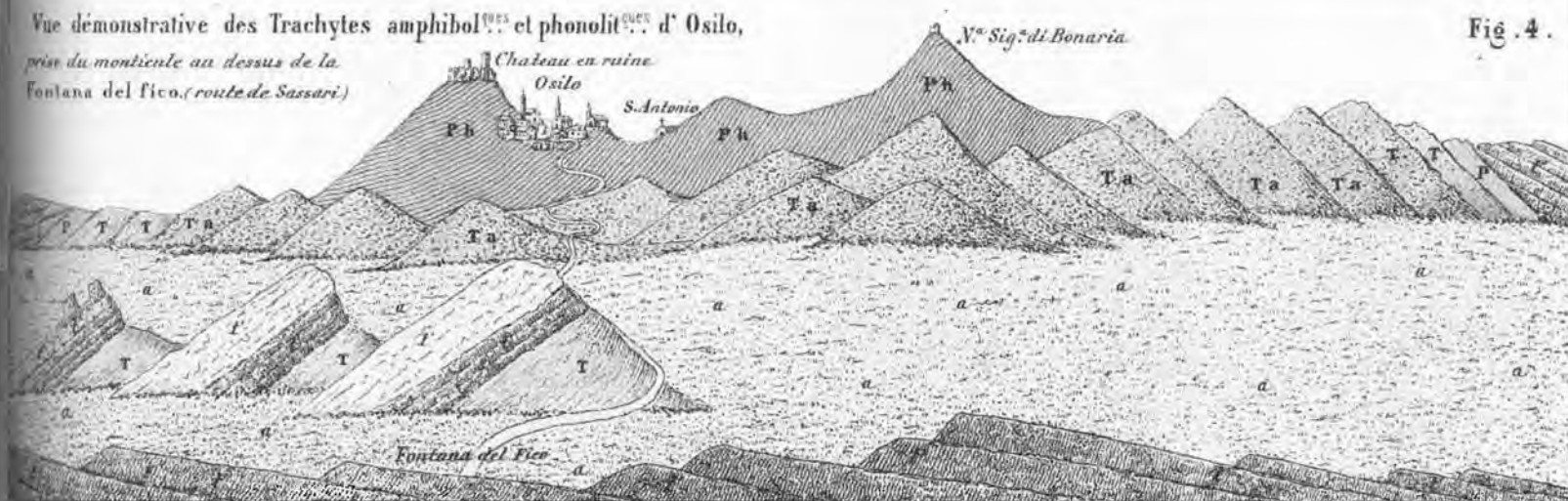
M. Murdeu

Silouette des monts de Trachyte amphibolique de *SERRENTI* prise de Sanluri

M. Manno

Monts de l'Alun, de Serrenti

s	e	t'	t'	q		
T. Silurien.	*T. Eocène (à milliolites &c.)*	*T. Tertiaire (Subapennin)*	*T. Tertiaire avec des fragments de basanite.*	*T. Quaternaire (Grès)*	*T. Quat.e avec des blocs de basalte.*	*T. d'Allu... des pl...*

Ant. Putzu Falqui inc.

***Tavola V**. Rappresentazione dei più caratteristici territori vulcanici sardi - Fenomeni eruttivi dell'isola di Sardegna, verificatisi sulle coste e nell'interno, dalle trachiti antiche sino ai basalti inclusi.*

LEGENDA: terreni siluriani; t. eocenici (con millioliti); t. terziari (subappenninici); t. terziari con frammenti di basanite; t. quaternari (gres); t. quat. con blocchi di basalto; t. alluvionali di pianura; trachiti antiche; conglomerati delle trachiti antiche; tufi pomicei; trachiti anfiboliche; trachiti fonolitiche; brecciole del M. Arcuentu; lave e dicchi basaltici.

grana, a volte grossa, sia nel colore: essa è più spesso a grana fine e di colore rosso pallido. Vicino a Chia e soprattutto a Capo Spartivento, sulla costa, diventa grigia e contiene una maggiore quantità di mica passando quindi al granito ordinario fino alle vicinanze della *Torre di Malfatano*: questa è costruita su uno schisto molto micaceo dall'aspetto di gneiss. Questa località riveste un certo interesse per lo studio delle varie modificazioni subìte dalla roccia siluriana e dovute, secondo me, alla presenza o alla vicinanza del granito stesso. Su di esso s'elevano le vestigia dell'antico *Casteddu de su Gigante*, raggiungibile dalla riva mentre dal Capo Spartivento si va verso la torre di Malfatano.

Domus de Maria. Dirigendosi da Pula verso Teulada, lasciata sulla sinistra la strada per Chia, per un po' si abbandona il granito che si decompone in terreno sabbioso; ma quando si giunge nei pressi del poverissimo villaggio di *Domus de Maria* si osservano delle formazioni di roccia striata e tormentata, in strati bruno-grigiastri, apparentemente di calcare: si tratta di una varietà di quarzite che funge spesso da base per il terreno siluriano, quando questo si trova a contatto o in vicinanza del granito. La quarzite forma il suolo sul quale poggia il paesino ed anche quello che si percorre da Domus de Maria verso Teulada. Durante questo tragitto il granito appare attraversato da grandi venature di quarzo e da notevoli filoni di porfido euritico rossastro, generalmente in direzione N 10° O - S 10° E.

Se ora per un istante si abbandona la strada per imboccare il sentiero diretto al *Monte Maria* ed alle rovine dei nuraghi di *Su Casteddu* ('il castello') e di *Sa Perdaja* ('la pietraia'), non si abbandona la roccia granitica e si osserva il terreno che funge da base ai nuraghi assumere una struttura prismatica. Non mi azzardo comunque ad affermare che la formazione rocciosa (che ho raffigurato nella *Tavola V* della parte dedicata alle antichità sarde, *figure 1* e *3*, come un muro verticale che mostra la divisione in prismi) sia veramente granitica come dicevo allora, perché il disegno risale al 1820, quando poco mi occupavo di geologia.

I filoni porfirici incontrati da Domus de Maria a Teulada e che sono in rilievo sul granito, specialmente sulle creste, mi spingono a pensare che il nuraghe di Su Casteddu è sostenuto piuttosto da una roccia simile che dal granito propriamente detto, il quale raramente si divide in prismi, che sono più congeniali alle rocce porfiriche.

Teulada. Ripresa la strada tra Domus de Maria e Teulada, non ho notato nulla di speciale prima di giungere al punto più alto dove essa è quasi inaccessibile ai cavalli sardi; giunti in cima, però, per un certo tratto si procede in piano, lungo la cresta della montagna, prima di passare al versante opposto. Qui si cammina sul punto di contatto tra la roccia siluriana ed il granito, in modo che, a causa delle curve naturali della strada, si calpestano alternativamente le due rocce che formano i due versanti della cresta stessa: il granito verso est e lo schisto siluriano verso ovest.

Nessuna località è più utile di questa, a mio avviso, per riconoscere i reciproci legami esistenti tra i due terreni: il quarzo diventa più abbondante nel granito; nello stesso tempo la quarzite costituisce la base della roccia siluriana. Si potrebbe quasi affermare che le due rocce quarzose passino gradualmente l'una all'altra; potrebbe comunque essere una semplice illusione prodotta dal mescolarsi di analoghe sostanze in uno stesso punto. In ogni caso sono convinto che le quarziti del terreno siluriano siano rocce metamorfosate dal granito. Tutto questo non è che una riproduzione di ciò che già avevamo osservato nella vallata della Stidiosa e nelle montagne di Capoterra.

Riprendendo la discesa, ci si trova in pieno terreno paleozoico fino a Teulada. Sorvoliamo sui graniti della valle sottostante a Teulada e sul lembo della stessa roccia che si trova a nord del capo omonimo, dato che ne avevo già parlato in occasione del discorso sulle rocce siluriane modificate che li accompagnano: annoterò solo che lo stesso granito si ritrova presso la *torre del Bodello*, dove si trova il porto di Teulada e dove forma l'isolotto chiamato *Isola Rossa* per la sua colorazione; anche se si tratta più di pegmatite che di granito vero e proprio.

Esso continua a mostrarsi oltre la torre fino a costituire la maggior parte della costa; se ne perde la vista sotto il *Monte Lapanu*, che è calcareo, ma di un calcare granuloso e friabile al contatto del granito stesso, come quello segnalato nella valle d'Oridda. Le torri di *Portoscuso* e di *Calapiombo* poggiano su rilievi in parte schistosi ed in parte granitici o porfirici. Il granito si vede ancora nella parte occidentale del promontorio di Teulada, dal lato interno. In località *Punta Aresi* il calcare siluriano diventa granuloso e lamellare a contatto col granito ed allo stesso tempo si lega alle stesse quarziti striate segnalate in precedenza.

Il Sulcis. Se provenendo da Teulada si abbandona la strada per il porto in direzione del Sulcis, si lascia ben presto il terreno siluriano per attraversare una zona esclusivamente granitica. Generalmente si tratta di monticelli arrotondati che poi spariscono del tutto man mano che si avanza nella piana verso N-O; il granito qui è molto micaceo e di facile decomposizione, come dimostra la strada il cui selciato è ricoperto da una sabbia grossolana dovuta alla disgregazione della roccia. Esso scompare poi sotto il suolo alluvionale e sotto gli schisti della pianura di Aresi. Non lontano dalla nuova *chiesa di Sant'Anna*, verso *San Giovanni Mazzainas*, però, fa ancora una apparizione a fianco degli schisti siluriani, prima di sparire completamente nella piana del Sulcis.

Per ritrovarlo bisogna tornare nei dintorni di Domus de Maria e scalare la montagna fino alla *Punta Severa*; al suo piede orientale il granito si collega a quello del Monte Santo e forma la base di tutto il gruppo di monti schistosi e calcarei, tra i quali non bisogna dimenticare il Monte Nieddu.

Alla base meridionale di esso esiste una strada poco praticata dai cavalli, che conduce direttamente dal villaggio di *Santadi* alla città di Cagliari, passando per Capoterra. Nel 1847 ho percorso questa distanza di 45 Km assieme a De Vecchi in un giorno solo. Durante una così lunga escursione abbiamo osservato che il granito che si vede appena si esce da Santadi verso est continua senza interruzione fino a Capoterra e appare in tutte le valli appena profonde di tutto il gruppo, così come costituisce la base del *Monte Arquosu* e del *Monte Latie*, in modo da collegarsi ai rilievi granitici del Concale e di Capoterra.

Per ritrovare il granito nel gruppo settentrionale della Sardegna occidentale, occorre cercarlo sotto i terreni siluriani: cioè si dovrà attraversare la vallata che va da Iglesias a Siliqua e dirigersi verso Domusnovas. Usciti dalle grotte di San Giovanni, se si segue la valle d'Oridda fin verso la base meridionale del Monte Linas, il granito appare ben presto assieme alle quarziti grigie che formano la base del terreno siluriano.

Arenas e Gonnosfanàdiga. In una zona chiamata *Arenas* sono stati praticati alcuni scavi per la ricerca del piombo: vi ho trovato della pegmatite con grossi cristalli di feldspato ortosio rosso vivo: essa forma nello schisto una specie di filone in direzione N 20° O, coperto, vicino al *Madao di Oridda*, da quel calcare divenuto saccaroide, granuloso e friabile di cui abbiamo già parlato. La stessa roccia si vede anche a *Collo de sa Juerta*, vicino al grande filone quarzoso di *Muro Mannu* affiorante dal livello del terreno. La pegmatite è presente in tutto il filone e si fa vedere anche nei dintorni, sotto la cima del Monte Linas, appena più in basso del mio segnale trigonometrico; qui scompare sotto lo schisto maclifero che forma la copertura superiore della montagna. Quando, però, si scende dal lato N-E per la stradina che conduce a *Gonnosfanàdiga*, si vede riapparire il granito che costituisce il suolo dell'intero villaggio.

Prima di giungervi dalla direzione di *Punta Serbaceri*, che si trova al di sotto del segnale, verso nord, si abbandona lo schisto maclifero notevolmente carburato e si procede sul granito che qui è grigio e contiene mica nera. Ho raccolto il campione (*a 2*) presso la chiesa dedicata a *San Bartolomeo*. Vicino ad un'altra chiesetta chiamata *Santa Sede*, la strada prosegue incassandosi

nel granito, che si decompone facilmente in sabbia ed è attraversato da venature di quarzo bianco e filoni di eurite rossastra: vi ho identificato anche un filone di diorite. Lo stesso granito appare anche alla base dei monti che separano Gonnosfanàdiga da Villacidro, grosso paese edificato su questa roccia, che costituisce anche una gran parte del *Monte Margiani*. Si trova poi sul fondo di tutti i valloni, fin sotto il *passo di Gutturu 'e Seu*, che porta a Domusnovas, punto iniziale della nostra escursione.

Se, invece, da Gonnosfanàdiga ci si dirige verso ovest o N-O, non si abbandona affatto il granito, su cui è costruito il villaggio di *Arbus* e che mostra un passaggio a pegmatite rossa a piccoli elementi (*a 3*): la si osserva ripetutamente sulla strada di *Gonnos* e di Arbus, verso *Flumini Maggiore*, dove scompare, per poi riapparire a *Capo Pecora*, in riva al mare.

Si può osservare che la posizione della roccia granitica di tutta questa parte dell'isola, rispetto ad altre rocce, è la continua ripetizione degli stessi fenomeni mineralogici, geologici e topografici: si tratta sempre di granito che passa alla pegmatite e supporta le due grandi masse di terreno siluriano, attorno alle quali abbiamo accompagnato il lettore, insinuandoci talvolta nel fondo delle vallate interne, dove il granito ricompare quasi sempre.

Mal di Ventre. Prima di abbandonare la costa occidentale compiremo un'escursione nella vicina costa per cercarvi un isolotto, quasi a fior d'acqua, piatto e notevolmente allungato, situato presso i 40° di latitudine, ad una distanza di circa 3 miglia dalla costa: viene chiamato col nome scarsamente poetico di *isola di Mal di Ventre*. È costituito da un granito porfirico ad elementi grossi che sembra aver subìto forti alterazioni (*a 4*); è molto ondulato in superficie ed è abitato solamente da conigli e da gabbiani. Come punto geologico e trigonometrico esso costituisce una rarità, dato che si trova sulla stessa linea di altre tre stazioni geodetiche del primo ordine di triangolazione: i segnali di *Monte Arcuentu*, di Monte Linas e della Punta Severa. Potremmo anche aggiungervi la cima del Monte Nieddu, che si trova nella stessa direzione della Punta Severa. È perlomeno curioso osservare questo isolotto granitico affiorante dalle acque sulla stessa linea lungo la quale sembra essersi sviluppata la forza che ha sollevato le tre maggiori cime di questa parte della Sardegna.

I Cavoli e Serpentaria. L'*isolotto dei Cavoli* rappresenta il punto più meridionale in cui si mostri alla luce del sole, sulla costa orientale, il granito sardo che però qui non offre nulla di particolare: è grigio, contiene mica ed è costituito dai suoi normali elementi; a volte è attraversato da venature di quarzo ad anche da filoni di diorite e di eurite; si scompone con facilità in blocchi arrotondati. L'*isola di Serpentaria*, che si trova a cinque miglia a N-E dei Cavoli, è anch'essa granitica così come gli isolotti che la circondano.

Da *Capo Carbonara*, di fronte all'isola dei Cavoli, la roccia granitica continua a mostrarsi su vasta scala e forma tutte le montagne che dividono la costa orientale del Sàrrabus da quella del Golfo di Quartu. Questo granito è spesso attraversato da venature di quarzo e da filoni di quarzite e diorite: sono visibili quando si naviga lungo il litorale, tutto granitico, dalla foce del Flumendosa fino alla *torre del Mortòrio*, in direzione di Cagliari.

Anche il granito sul quale sorge la torre è grigiastro e contiene del feldspato cinerino, leggermente tinto di rosa e contenente mica nera (*a 5*): è stato impiegato per la costruzione dei moli e dei marciapiedi della città di Cagliari; ma il suo sfruttamento è stato pressoché abbandonato, nonostante la buona qualità della pietra, la posizione della cava e le molto favorevoli condizioni per l'incentivazione di una tale industria.

I Sette Fratelli e Sìnnai. Nelle montagne dei *Sette Fratelli* e di *Sìnnai* questa roccia passa ad una pegmatite rossa ed è attraversata da filoni porfirici e dioritici. La pegmatite sembra essa stessa costituire un gran filone dentro il granito, col quale si fonde leggermente. Del resto mi è parso che il passaggio del granito alla pegmatite avvenga soprattutto nella parte centrale e maggiormente elevata della grande dorsale granitica sarda e che nelle parti laterali e più basse domini invece il granito propriamente detto: vi sono comunque delle eccezioni. Procedendo da Cagliari verso la montagna dei Sette Fratelli, così chiamata per le sette cime dentellate che si vedono ben da lontano, se si passa per Maracalagonis si trova la roccia granitica nella prima salita, vicino alla *chiesetta di San Basilio*. Qui essa è rossa e contiene cristalli di ortosio color carne, abbastanza grossi e nettamente cristallizzati, per cui assume una struttura porfirica. Nel tratto tra la *chiesa di San Gregorio* e l'*ospizio dei Sette Fratelli*, che è una specie di eremitaggio abbandonato, il granito è sempre presente: assume talvolta una colorazione più chiara e grigiastra e contiene mica nera in maggior quantità; spesso, invece, diventa ancora pegmatite rossa (*a 6*). Nel letto dei due torrenti che si devono attraversare per giungere alla cima si trovano dei blocchi rotolati di roccia grigio-scura a struttura porfirica che contiene cristalli feldspatici bianchi. Sembra una varietà di diorite e probabilmente proviene dai filoni che attraversano il granito che forma la cima dei Sette Fratelli e l'intero territorio del *Buddui*, fino alle vicinanze di *Pàuli Gerrei*.

I monti dominanti il villaggio di Sìnnai, non lontano da Cagliari, sono anch'essi granitici alla base; qui, come altrove, il granito passa alla pegmatite rossa che si intravvede sotto gli schisti siluriani lungo la strada tra *San Pantaleo* e Pauli Gerrei e soprattutto sulle colline dominanti il villaggio di *Donori*. La pegmatite in questa località si compone di grossi elementi e passa a porfido quarzifero con cristalli dodecaedri di quarzo e, inoltre, contiene mica verdastra assieme a numerose lamelle di feldspato ortosio rosso-pallido (*a 7*). Per quanto questa roccia si mostri nelle colline di Donori su uno spazio abbastanza esteso, sono tentato di considerarla come parte di un grande filone incassato nel granito. In questo caso esso risulterebbe più antico di quelli di eurite, di porfido rosso e di diorite che lo attraversano insieme al granito grigio: la pegmatite cessa di affiorare sulla salita del *Monte Uda* non lontano da *Barrali*, al di sopra del *ponte di Bangius*, dove è ricoperta da schisti siluriani e marne terziarie.

Ortacesus. Una pegmatite simile a quella del monte di Donori forma un piccolo rilievo isolato nella pianura della *Trexenta*, vicino al villaggio di *Ortacesus*: avrebbe scarsa importanza se non si trovasse, rispetto alle rocce già citate, in allineamento perfetto con esse ed anche con tutta la formazione granitica della parte orientale, dal Golfo di Cagliari fino a Capo Carbonara. Si potrebbe dire che la collina granitica di Ortacesus, poco appariscente nel contesto della Trexenta, costituisse prima del periodo dei depositi terziari la continuazione di un lungo costone granitico che giungeva fino a questo punto interno dell'isola.

A ovest di Nurri, tra l'abitato e il *Monte Gussini* di cui si parlerà nel capitolo dedicato alle rocce basaltiche, si vede spuntare da una pianura una piccola sequenza di rilievi, sui quali è stata costruita la *chiesetta di Sant'Antonio*: è il punto dove sono stati eseguiti scavi per l'estrazione di minerale di piombo. Il rilievo, allungato da nord verso sud, è costituito da granito sienitico rosso, di aspetto attraente, associato a del porfido pure rosso.

Monte Trempu, Nureci e il Monte Ghìrghini. Un altro lembo granitico isolato forma, a quanto pare, il nucleo del *Monte Trempu* sopra *Ìsili*, che ammetto di non avere ben raffigurato per dimenticanza sulla carta grande (in realtà questo monte non è così aguzzo in cima, come lo rappresenta la mia carta, il cui disegno è stato male interpretato dagli incisori: al contrario, si tratta di una specie di altopiano; lo si vede come un normale monte se lo si osserva da ovest e dal basso verso l'alto): è formato in gran parte da rocce schistose d'origine siluriana che passano allo schisto cristallino e micaceo, nel quale ha fatto irruzione la pegmatite, penetrandovi a mo' di filone ramificato (*Tavola I, sezione 7*). Sembra anche che la roccia granitica giunga fino alla cima del monte, dato che lassù se ne trovano dei blocchi, che certamente non sono mai stati trasportati dal basso fino alla vetta. Da ciò si arguisce che il nocciolo della montagna è costituito da pegmatite, anche se la sua pre-

senza si avverte solo su uno dei fianchi; le modificazioni notate negli schisti della località possono venire anch'esse in appoggio a questa tesi.

Dal Monte Trempu in direzione N-O, parallela a quella che congiunge Capo Carbonara alla collina di Ortacesus, si trova un altro lembo di roccia granitica al centro di terreni terziari e trachitici, proprio nei pressi del villaggio di *Nureci*: là si trova il terreno calcareo compatto che io credo giurassico. Del resto, il granito rosso di Nureci non mostra alcuna caratteristica particolare, se non la sua posizione ed il suo isolamento rispetto ai monti granitici del gruppo centrale.

Il terzo caso nel quale si vede elevarsi nella zona pianeggiante il granito lungo la direzione indicata prima è quello del piede orientale del *Monte Ghìrghini*, dove la pegmatite sembra aver modificato, come al Monte Trempu, gli schisti siluriani. Per ora mi limito a far osservare la coincidenza delle direzioni, tutte quasi parallele alla direttrice dei graniti dell'ovest, da Capo Spartivento fino all'isola di Mal di Ventre.

L'Ogliastra. La costa dell'*Ogliastra*, che inizia vicino all'*isolotto di Quirra* e termina ai piedi del *Monte Santo di Baunei*, è essenzialmente granitica, come la gran parte della provincia. Il granito vi appare in tutte le sue varietà: a *Lanusei* è grigiastro con cristalli di feldspato cinerino e di mica nera (*a 8*); talvolta la sua durezza è eccezionale, tal'altra si decompone facilmente in sabbia terrosa; in altri punti è privo di mica e passa alla pegmatite. Tutte le varietà esistenti nell'Ogliastra (la provincia granitica per eccellenza, se la Gallura non gliene contesta il titolo) sono attraversate da filoni di eurite, di porfido rosso o verde e di diorite così numerosi da rendere impossibile un elenco. La diorite, penetrando di traverso il granito o la pegmatite, ha provocato le curiose modificazioni che saranno il tema del prossimo capitolo.

Il Gennargentu. Il granito dei monti che formano la base orientale e settentrionale del Gennargentu e che collegano la provincia dell'Ogliastra a quella di Nuoro attraverso i territori di *Villa Grande* e del *Corr'e Boi* è sempre della stessa natura. Appena attraversato il passo, si può osservare il granito fino a *Fonni*, di cui costituisce tutto il territorio. Se da questo centro si vuole compiere un'escursione verso il Gennargentu, a *Monte Spada* si può vedere il granito divenire molto porfirico: i suoi cristalli di feldspato ortosio assumono un grande sviluppo costituendo un granito a grossi elementi. Nella zona, poi, questa roccia mostra una specie di stratificazione in direzione approssimativa NE-SO e con inclinazione a S-E. A loro volta i graniti di Fonni si collegano a nord con quelli di Nuoro e a ovest con quelli di *Sòrgono* e di *Busachi* simili per natura a quelli della base orientale del Monte Ghìrghini.

Riprendendo da qui il nostro viaggio, vediamo riapparire il granito presso il villaggio di *Àllai* e soprattutto, oltrepassato *Samugheo*, vicino al *nuraghe Longu*. In questa zona la roccia trachitica cede il posto al granito, come del resto indica a prima vista il cambiamento della superficie del terreno, che diventa ondulato con alture arrotondate annunciando di conseguenza la presenza di un terreno diverso. La roccia dominante della zona è un vero e proprio granito di normale composizione, che talvolta contiene dell'anfibolo e passa quindi alla sienite e perfino ad una roccia anfibolica e porfirica che si accosta alla diorite; essa sembra costituire una vera e propria formazione e non semplici filoni come quelli segnalati in precedenza. Prima di giungere al paese si trova un granito grigio (*a 9*) simile a quello di Lanusei.

La strada che unisce gli abitati di *Busachi* e *Bidonì* (lunga 10 km) in direzione sud-nord segue quasi sempre la linea di congiunzione tra il granito e la trachite antica. Le caratteristiche più salienti riscontrate lungo il percorso saranno descritte soprattutto nel capitolo XII, relativo alle trachiti antiche; per ora mi limito a dire che il granito appare e scompare successivamente a più riprese, soprattutto tra Busachi ed il villaggio di *Neoneli*, fino alla base del *Monte di Santa Vittoria*, nei pressi di quest'ultimo abitato.

I territori di *Ortueri*, *Sòrgono* e *Atzara* sono esclusivamente granitici, a parte qualche formazione di schisto modificato che ricorda quelli della valle di Sa Stidiosa. È un granito molto povero di mica, sostituita dall'anfibolo che lo rende sienitico. Nei pressi di Atzara si osserva una collinetta che forma una cresta in direzione NO-SE, le cui pendici occidentali sono granitiche, mentre quelle orientali e meridionali sono costituite da schisti da far risalire al sistema siluriano modificato, o meglio agli schisti che abbiamo definito cristallini.

Il granito di Atzara assume talvolta una struttura porfirica ed una colorazione rossa che lo rende molto interessante; tra le sue varietà ne segnaliamo una dai cristalli di feldspato di straordinaria grandezza. Del resto la roccia granitica giunge senza interrompersi fino al villaggio di Sòrgono. Se da qui ci si dirige verso *Tonara*, si trova nuovamente la roccia schistosa, cioè i talcoschisti della massa del Gennargentu; ma, se si continua a procedere verso nord, non si abbandona affatto il granito, che forma tutta la base della grande formazione centrale quasi fino ad *Ottana*.

Il medesimo granito che costituisce il territorio di Fonni domina ancora verso *Mamoiada* e giunge quasi senza interruzione fino alla stessa città di Nuoro, mostrandosi alla base dei monti di *Orgòsolo* e di *Oliena* da una parte e verso *Sarule*, *Orani*, *Oniferi* e *Orotelli* dall'altra.

Nuoro. L'intero altopiano su cui si trova Nuoro è costituito dal granito, che vi assume una struttura porfirica con cristalli di feldspato ortosio color rosa sporco: l'erosione gli fa assumere le forme più strane; alcuni blocchi da lontano sembrano teste di morto, altri restano in bilico su una punta in equilibrio molto instabile, come mostra il disegno nella pagina accanto *(Fig. 70)* di uno di questi massi, che vidi nel 1829: localmente gli viene dato il nome di *Pietra Ballerina*.

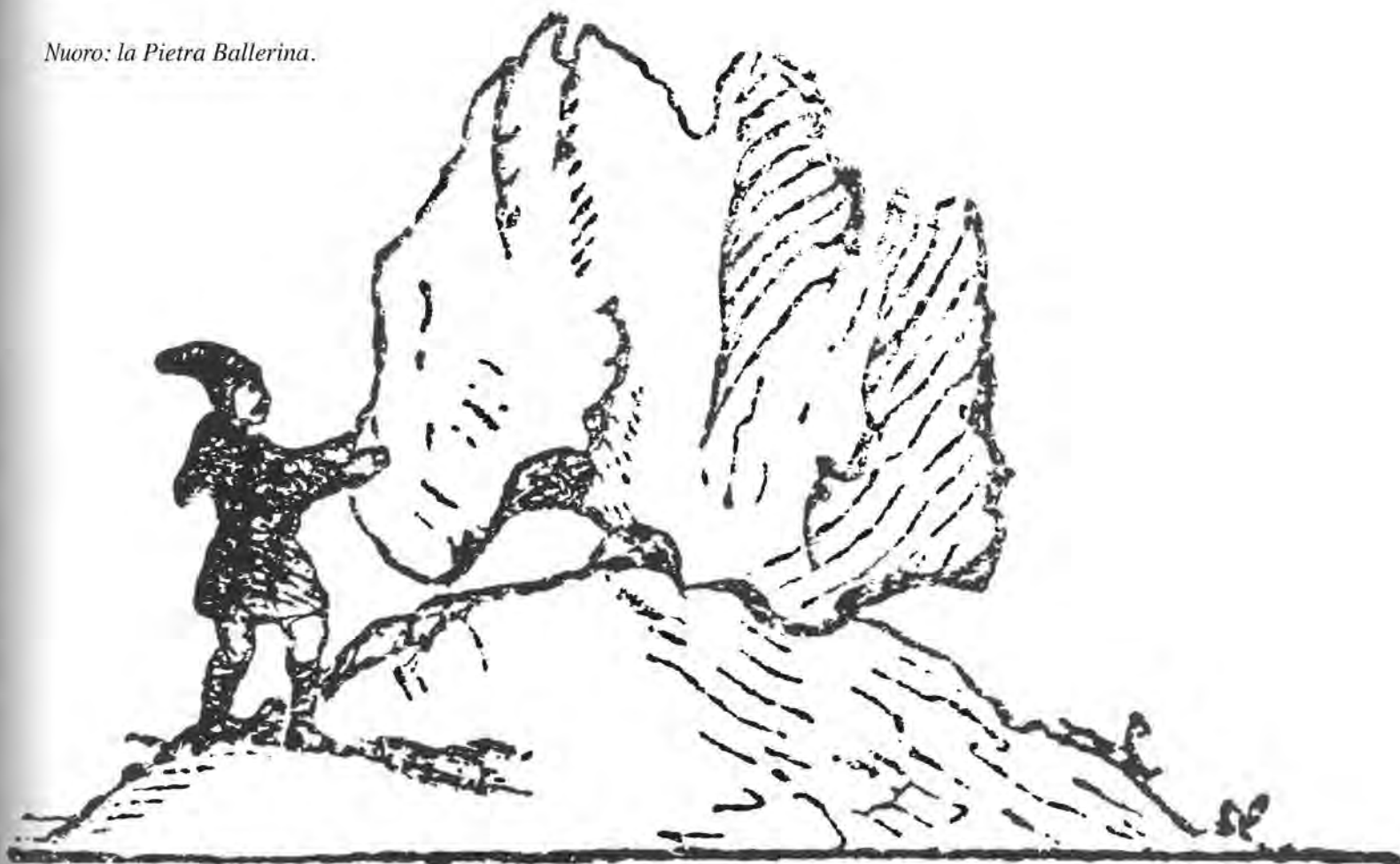
Misurato con cura, mi ha dato una circonferenza di 14 metri alla base e un'altezza di 2,55 m. È così instabile il suo equilibrio sulla roccia che lo sostiene che la minima spinta di una mano rischia di metterlo in movimento. Questa notevole massa allora oscilla lentamente per assumere presto un movimento più rapido e oscillare per molto tempo, prima di tornare gradualmente alla posizione originaria: questa mobilità deve comunque essere tanto effimera quanto accidentale, perché il minimo sfaldamento del sostegno la fa tornare all'immobilità originaria. Il fenomeno, per niente raro nelle zone granitiche, si spiega facilmente con l'erosione che avviene in due parti differenti della stessa massa in modo che quella superiore resta in equilibrio su quella inferiore.

Il granito di Nuoro continua a mostrarsi su vasta scala in tutta la provincia: a est supporta il calcare ippuritico di *Monte Alvo*, di *Galtellì*, di *Oliena*, di *Dorgali* e di *Monte Santo*; vicino alla costa è sostituito o piuttosto ricoperto dagli schisti granatiferi di *Santa Lucia* e della *Caletta* di *Posada*. *Capo Comino* è granitico così come la base del *Monte Remule*; nelle vicinanze il granito è attraversato da un grosso filone di quarzo e da altri filoni di roccia dioritica. Quello del Monte Remule sembra aver subìto un ripiegamento in senso N, N-E - S, S-O, probabilmente posteriore all'età geologica del calcare ippuritico che ha subìto la stessa spinta del Monte Alvo e di Tavolara.

La valle del Tirso. Il grande altopiano granitico che ospita le sorgenti del *Tirso* e che si unisce alla Gallura attraverso il territorio ricco di montagne e di rocce di *Alà* e del *Monte Nieddu* si congiunge in direzione nord al granito di *Buddusò*, di *Pattada* (dove all'interno del granito si trova un grande filone di ferro ossidulato magnetico) e dei dintorni di *Ozieri* e, verso ovest, a quello esistente alla base orientale del *Monte Rasu* di *Bono*, dove giunge fino all'altezza del *convento di San Francesco*. I campioni di granito raccolti presso il monastero mostrano un normale granito grigio contenente cristalli esagonali di mica nera; il quarzo relativo è grigio ed i cristalli di feldspato piccoli e bianchi (*a 10*).

Da Bono il granito continua verso sud per occupare una gran parte dei territori di *Bòtidda*, *Burgos* ed *Esporlatu*. Il *castello di*

Fig. 70

Nuoro: la Pietra Ballerina.

Burgos poggia su una roccia di questo tipo, che si perde di vista soltanto nei paraggi di *Illorai*, dove sparisce sotto gli schisti macliferi. Riappare nelle vicinanze del villaggio di *Bolòtana*, edificato anch'esso sul granito. Infine lo si segue dalla stessa parte fino all'abitato di *Silanus*, dove è nuovamente coperto da schisto maclifero, dal marmo ed anche da trachite antica. Nella valle del Tirso il granito forma gli argini del fiume e funge da sostegno al ponte che lo attraversa in questa stessa zona.

L'Asinara. Nella Sardegna occidentale il granito si mostra solamente all'*isola dell'Asinara*, presso l'approdo di *Fornelli*: su questo terreno è stato costruito il *forte di Castellazzo*, mai terminato. Qui il granito varia numerose volte da un punto all'altro: è a volte grigio, a volte rosso, a grana fine o a grossi elementi; quest'ultima varietà si trova soprattutto nel territorio di *La Reale*, dove passa ad una pegmatite con tormalina e contiene anche voluminosi cristalli di feldspato ortosio rosso e larghe lamine di mica biancastra (*a 11*). Quantunque le altre zone dell'Asinara siano formate (o almeno ricoperte) da rocce schistose che vanno dal talcoschisto allo schisto micaceo, alla base di esse si intravvedono lembi di granito che si manifestano maggiormente sulla costa orientale, presso la *torre di Cala d'Arena*.

La Gallura. Quello che costituisce la Gallura è il gruppo col quale intendiamo completare la serie dei "paesaggi del granito" in Sardegna. Questa provincia è delimitata ad ovest dal corso del *fiume Coghinas* e a sud dalla grande vallata che va da *Òschiri* a *Terranova*; dagli altri lati confina col mare, la cui costa orientale è molto frastagliata, ricca di porti e insenature più o meno utili ai naviganti. La grande massa si compone della sola roccia granitica, coperta soltanto dai terreni cretacei di *Figari* e di *Tavolara* e dalle formazioni terziarie della Testa, senza contare i depositi quaternari che si limitano alla costa.

Il granito della Gallura, senza discostarsi molto da quello esistente nelle altre località sarde, è comunque caratterizzato da una propria fisionomia: i cristalli di feldspato-ortosio sono generalmente più voluminosi ed assumono una colorazione rosa d'incarnato; la mica è molto rara; ma la sua caratteristica principale è che, pur senza essere effettivamente stratificata, in molte località sembra esserlo in apparenza, forse per una sfaldatura in direzione pressoché costante; così pare che il granito che forma il massiccio del *Limbara*, compreso il suolo di *Tempio*, sia effettivamente stratificato in senso N-S.

Nella città assume una struttura porfiroide e contiene cristalli di feldspato-ortosio rosa pallido o leggermente violaceo (*a 12*); è attraversato da filoni in varie direzioni, ma soprattutto da quelli di una roccia dioritica nero-verdastra, spesso prismatica, sulla quale torneremo tra poco.

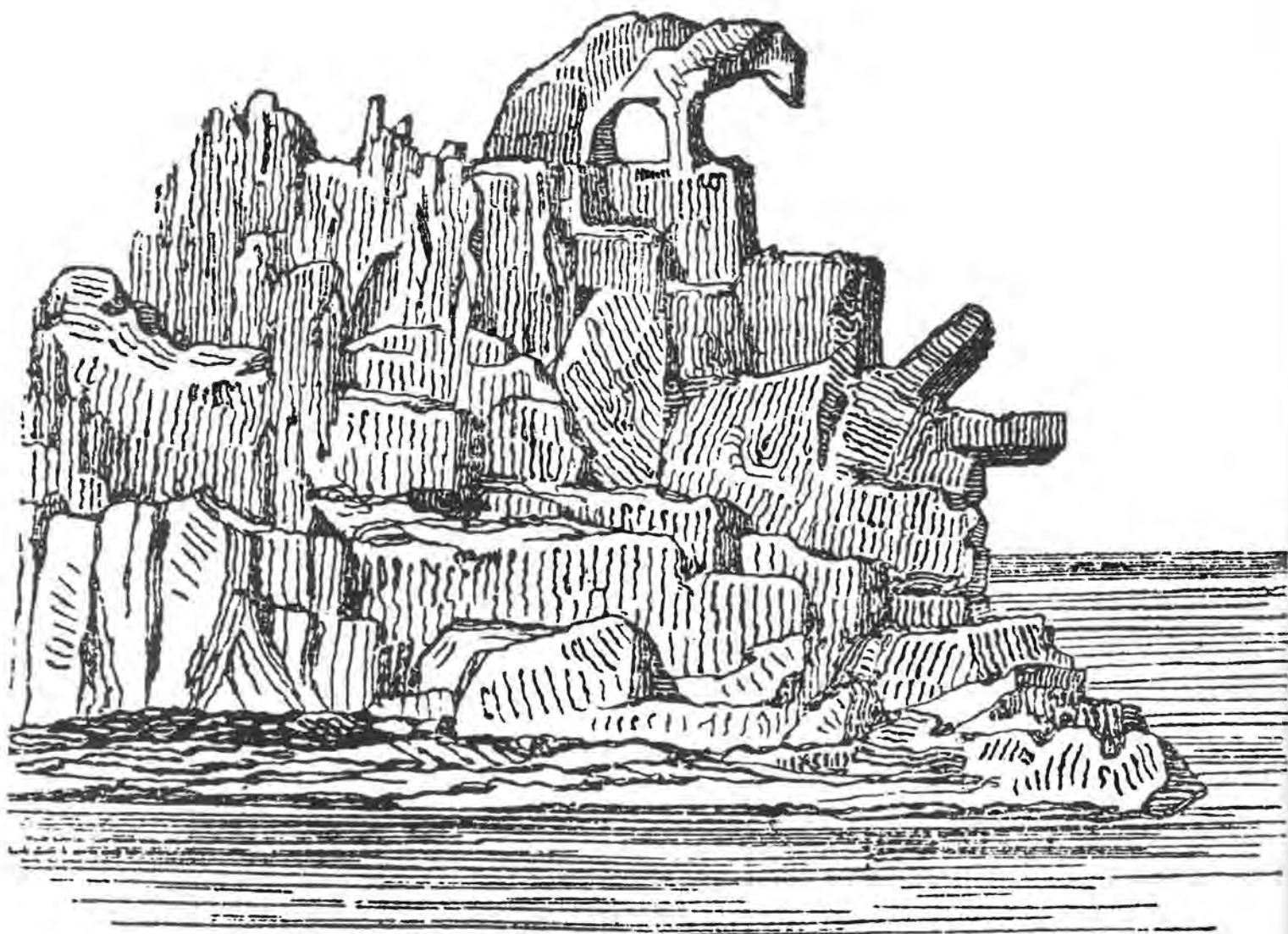
La medesima varietà di granito costituisce tutta la zona compresa tra Tempio e *Longon Sardo*, così come la penisola della Testa, sulla cui riva si vedono delle colonne di granito già sbozzate dai romani e, più tardi, dai pisani (si sa per certo da documenti storici che i Pisani estrassero dalla penisola della Testa le colonne di granito della *chiesa di San Giovanni* di Pisa; è anche molto probabile che quelle del peristilio della *Rotonda* (il *Pantheon*) di Roma abbiano la stessa origine. Ho anche visto delle pietre con iscrizioni romane ancora sul posto nella penisola). La pasta rocciosa non differisce affatto da quella del granito di Tempio, solo che quello della Testa contiene un feldspato di colore più rosso o addirittura violaceo (*a 13*). Proprio sotto la torre della Testa, chiamata anche torre di Santa Reparata, esiste un grandissimo blocco di questa pietra, estratto dalla mano dell'uomo, di circa 600 metri cubi. Anche qui la sfaldatura del

granito offre l'aspetto di una stratificazione diretta da N, N-O a S, S-E. La roccia è attraversata da numerosi filoni di eurite d'un rosso pallido che sembrano avere la stessa direzione della sfaldatura, mentre quelli di diorite ne hanno una quasi costante che non è la stessa e di cui parleremo a suo tempo.

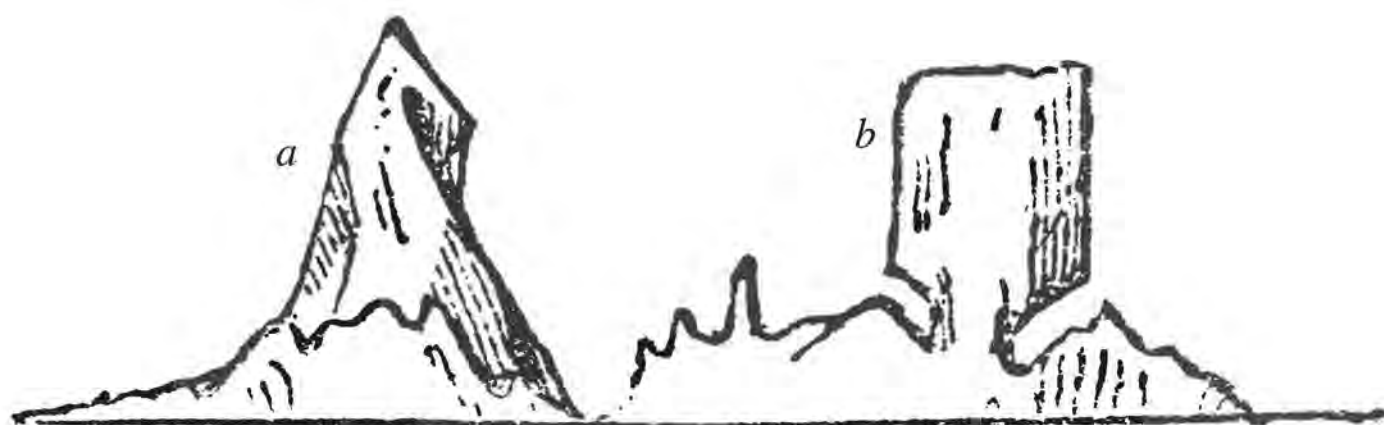
Il granito, poi, costituisce anche l'estremità settentrionale di tutta la Sardegna, fino a *Capo Falcone* ed alla *Punta di Santa Reparata*, e forma tutte le isole dell'arcipelago del canale di Bonifacio: le più importanti, per quanto riguarda il territorio sardo, sono *La Maddalena*, *Caprera*, *Spargi* e *Santo Stefano*.

Nella più grande di queste isole, che è La Maddalena, il granito assume una struttura più granulosa che alla Testa, ma anche qui è attraversata da numerosi filoni di eurite: tra questi ne ho osservato uno in riva al mare, non lontano dal centro abitato, verso N-E, con una direzione da N, N-E a S, S-O che, nel punto di contatto con la roccia granitica, l'ha resa maggiormente cristallina facendole assumere una colorazione rossa che sfuma man mano che la roccia si allontana dal filone. Questo fenomeno, molto comune nell'isola maggiore, si manifesta anche nei vicini isolotti di *Razzuoli*, di *Santa Maria* e *Budello*, così come, del resto, in numerose altre località della Sardegna. Avremo occasione di riparlarne quando tratteremo nel prossimo capitolo dei filoni dioritici.

Tra le forme strane che spesso assumono i blocchi di granito in seguito alla erosione non possiamo dimenticare quella che dà il nome al *Capo dell'Orso*, sulla costa di fronte a La Maddalena. Vicino al capo omonimo sulla formazione granitica fa bella mostra di sé una massa della stessa roccia dalla forma di un orso seduto sulle zampe posteriori: lo si vede così se lo si osserva da un certo punto, proprio come mostra la figura qui sotto.

Fig. 71

Quantunque abbia già pubblicato questo disegno, lo riproduco anche qui facendo osservare che, dato che era già stato citato da Tolomeo nei suoi studi geografici, il Capo d'Orso non ha cambiato forma in ben 2000 anni: quindi, supponendo che l'erosione che l'ha scolpito sia dovuta solo a ordinari fenomeni atmosferici, si può pensare a quanto tempo c'è voluto per decomporre in tal modo un blocco di granito; il che fa supporre che l'origine di questa roccia sia talmente antica da sfuggire ad ogni calcolo, quantunque il granito sardo non sia una roccia primordiale nel vero senso della parola.

Segnaliamo ancora altre due figure singolari assunte dal granito eroso, anch'esse osservate nella Sardegna settentrionale.

Fig. 72

La prima *(Fig. 72)* ci mostra la cima di un rilievo granitico dell'isoletta di Razzuoli, dove si trova il faro omonimo; la seconda rappresenta un altro rilievo che si trova presso la riva sulla costa sarda, non lontano da Longon Sardo.

Nella stessa isola di Razzuoli ho osservato nel granito quella falsa stratificazione di cui si parlava prima: in questo caso la direzione delle pseudostratificazioni va da N-E a S-O. Per il resto il granito di questa località non differisce in alcun modo da quelle di *Lavezzi* e di *Cavalli*, due isolotti che appartengono allo stesso arcipelago, ma fanno parte del territorio della Corsica. (L'isola di Lavezzi conobbe nel 1854 una ben triste fama per il tremendo naufragio della corvetta francese *Sémillante*; l'isola Cavalli è conosciuta per le antiche cave romane aperte nel granito, nelle quali, come alla Testa, si vedono colonne lavorate a metà ed altre appena sbozzate).

L'isola di Caprera, che si trova a fianco ed a est di quella di La Maddalena, è pure esclusivamente granitica, come del resto tutto questo tratto della costa sarda, interrotta a N-E dai porti naturali di *Arzachena*, *Congianus* e *degli Aranci*; ma, man mano che ci si avvicina a Terranova, il granito assume una colorazione rossa più viva e i relativi feldspati divengono rosa-incarnato; di conseguenza la roccia diviene bellissima, paragonabile a quella dei più notevoli monumenti egizi.

Nelle vicinanze di Terranova il granito rosso passa al protògino quarzifero a grana grossa, contenente feldspato rosso-incarnato e talco con clorite (*a 14*); contiene pure casualmente del ferro oligisto. Ricordo molto bene di aver trovato un protògino analogo a quello di Terranova nella costa opposta dello stretto di Bonifacio, in Corsica, in località *Monachia*, a ovest della città che dà il nome allo stretto; questo fatto dimostra la perfetta identità esistente tra le rocce granitiche delle due grandi isole, oggi separate dal braccio di mare, malgrado tutte le somiglianze che le accomunano.

Il granito dell'istmo che unisce il Capo Figari alla Sardegna mostra qualcosa di interessante: esso passa, vicino alla *Marinella*, ad una specie di gneiss stratificato, molto ricco di quarzo, in direzione N 40° O - S 40° E. È associato a schisto cristallino con formazioni di anfibolo subordinate; anche qui il granito mostra una parvenza di stratificazione in direzione N 30° O - S 30° E circa.

L'isola di Molara o *Salzai*, a sud di Tavolara e molto vicina ad essa, misura 4-5 miglia marine appena di circonferenza: mostra la pseudostratificazione del granito che ne costituisce l'intera massa, procedente in direzione N 40° E - S 40° O, con un'inclinazione verso O 40° N; si tratta della stessa direzione della dorsale granitica dell'isola di Tavolara e della catena di Monte Alvo, di cui abbiamo parlato nel capitolo V.

Ecco uno schizzo della sezione di Molara, ripresa dal mare.

Fig. 73

Verso est, nei pressi di Molara, spunta dal mare un rilievo isolato, accompagnato dagli scogli detti *I Cervi*; e, più in lontananza, un isolotto di maggiori dimensioni, chiamato *Molarotto* e anche *Tavolarotto* per la vicinanza alle due isole maggiori. Tutte queste formazioni sono granitiche, così come altri isolotti più vicini alla costa: *Soffi*, *Mortòrio*, ecc. In certi casi, come ad esempio nell'isolotto di *Reulino*, il granito diviene così rosso vivo da renderlo adatto per lavori artistici, come il granito egiziano, al quale somiglia molto.

Per quanto riguarda Tavolara, con la quale terminiamo l'enumerazione delle formazioni granitiche sarde, rinvio il lettore a quanto si è già detto nel capitolo V, là dove si parlava

della pegmatite che ne forma la base, o meglio il nucleo. Il granito vi è ricoperto dalla dolomia e dal calcare cretaceo tranne che alla base N, N-O e O, dove è scoperto e costituisce un prolungamento chiamato *Punta di Terra*. Più che di un vero e proprio granito, si tratta di pegmatite rossastra simile a quella trovata nella parte S-E della Sardegna, tra Pula e Chia.

Conclusioni. In seguito a ciò che abbiamo appena detto, si può affermare che i graniti sardi appartengono tutti ad una stessa era geologica e che le differenze esistenti tra i vari tipi di granito non sono altro che fenomeni analoghi a quelli che si sono verificati in tutte quelle zone del mondo dove esso ha una certa estensione.

Alle caratteristiche già descritte all'inizio del capitolo voglio ora aggiungere qualche osservazione fatta, durante la preparazione di questo stesso capitolo, dal professor Fournet, di Lione, grande studioso di questo tema. Essendo dovuto andare in Sardegna per visitare una miniera, al suo ritorno, nell'aprile del 1856, ha voluto rendermi partecipe di alcune delle più importanti osservazioni fatte nel breve periodo di permanenza nell'isola: perciò riferisco integralmente ciò che riguarda la formazione granitica sarda, che egli ha attraversato da est a ovest, lungo la massima larghezza del grande nucleo centrale.

«La parte del tragitto compresa tra *Tortolì* [era approdato al Capo Bellavista, di cui si parlerà nel capitolo seguente. *N.d.A.*] e il corso del Tirso mi ha mostrato un granito molto recente che ha traversato e metamorfosato in modo vario i terreni siluriani antichi. Questo granito, notevole per la grossa grana, è analogo a quello di Arbus ed anche a quello di *Monte Campane*, nell'isola d'Elba. Inoltre ho riscontrato una forte tendenza al passaggio alla sienite per l'aggiungersi di cristalli di anfibolo nero [così anche accade al granito di Samugheo, *N.d.A.*], che si trova soprattutto nei massi che restano in superficie in seguito alla disgregazione delle parti adiacenti. Questo granito, inoltre, è accompagnato da granulazioni ed obliterazioni cristalline abituali per le rocce di questa classe».

Più avanti, a proposito del metamorfismo operato dal granito, aggiunge: «I metamorfismi sono molto curiosi, anche se molto simili a quelli dei quali avevo parlato per la Francia molti anni fa. Così gli schisti immersi nei graniti si convertono in palle micacee, nelle quali si trovano ancora delle parti schistose; altre volte si hanno lamelle di mica che simulano parti di micaschisto avvolte nel granito. Le lamelle si caricano di feldspato e passano allo stato di agglomerati ruvidi e neri e a quello di paste compatte che assumono pure parti di feldspato, divenendo melafiri analoghi a quelli del Lionese, dei Vosgi e del Tirolo, dove a torto sono stati scambiati per basalti. Questi esomorfismi assumono sovente l'aspetto di filoni perché le lamine schistose, raddrizzate ed incastrate in un granito, dovranno di conseguenza assumere questa apparenza; ma gli agglomerati aumentano man mano che si sale verso gli altopiani, dove finiscono per confondersi con lo schisto dal quale derivano».

CAPITOLO UNDICESIMO

Filoni porfirici, sienitici e dioritici. Filoni eruttivi di ferro

I filoni non metalliferi. Le rocce schistose e granitiche della Sardegna sono spesso attraversate da filoni di materia solida e pietrosa la cui importanza geologica è sufficiente perché se ne parli almeno un po'. Ecco perché ho loro dedicato un capitolo a parte, nel quale intendo passare in rivista quelli che sembrano più degni di nota.

Se si esamina con attenzione la struttura mineralogica di questi filoni ed anche i rapporti che intercorrono tanto tra di loro quanto con terreni nei quali sono apparsi alla luce, si nota facilmente che la natura, immettendo questi materiali nel suolo preesistente, non si è discostata dall'ordine seguito nella formazione delle grandi masse cristalline. E, come in esse, vediamo la sienite succedere spesso al granito propriamente detto, la trachite anfibolica apparire dopo la trachite feldspatica ed essere seguita dalle rocce pirosseniche; vediamo nei filoni sardi l'eurite ed il porfido quarzifero attraversare prima il granito per passare poi al porfido bruno, suo endomorfismo naturale; subito dopo l'anfibolo appare come un elemento accessorio nel porfido, che diventa sienitico; più tardi lo stesso anfibolo diviene l'elemento fondamentale ed ecco che filoni di natura dioritica tagliano e modificano i precedenti; infine appaiono i dicchi basaltici e peridotici.

Parleremo separatamente di ciascuna di queste differenti classi di filoni, senza ripetere ciò che si è già detto sui porfidi grigi che attraversano e modificano il terreno carbonifero col quale sono in stretto contatto (ne abbiamo parlato nel capitolo III).

Il porfido rosso quarzifero

Il porfido quarzifero. Il porfido quarzifero, quasi sempre rosso, forma in Sardegna degli ammassi o filoni che spesso attraversano le vallate o le montagne in mezzo a rocce granitiche o schistose, per lo spazio di molte leghe. I porfidi quarziferi sardi, come quelli francesi, sono accompagnati da quarzo concrezionato che forma filoni di contatto lungo le linee eruttive: qualche volta il quarzo è metallifero ed i suoi filoni sembrano aver modificato gli schisti di origine siluriana convertendoli in paste granitiche più o meno compatte e granulose, unite a piriti ordinarie o magnetiche ed a qualche traccia di calcopiriti (questa osservazione è stata fatta anche dal Fournet, di cui abbiamo parlato qualche pagina fa).

Sette Fratelli. Il granito dei *Sette Fratelli* e di *Sìnnai*, a est di Cagliari, è attraversato da filoni porfirici evidentemente posteriori alla roccia principale; essi a volte corrispondono ad una specie di pegmatite rossa a grana fine che passa al porfido quarzifero; altre volte consistono in un vero e proprio porfido rosso contenente cristalli di feldspato bianco, di quarzo o anche di cristalli rari di anfibolo. Non mi attarderò ora a descrivere le due varietà che figurano nel catalogo con i nn. *a* 1, 2*; esse hanno in comune le principali caratteristiche dei filoni di questa specie.

Il Gerrei. Quando si arriva a Pàuli Gerrei provenendo da *San Pantaleo*, sotto la roccia siluriana si vede apparire di colpo il porfido grigio: esso costituisce il fondo del burrone che si trova a fianco ed al di sotto del villaggio ed è essenzialmente formato da una sostanza feldspatica rossa con minuscoli vacuoli contenenti cristalli bianchi (*a* 3, 4*); qui la roccia si presenta più sotto forma di ammasso che di vero e proprio filone. La formazione porfirica costituisce il nucleo centrale della montagna, che per il resto è formata da terreni siluriani calcarei e schistosi.

Il porfido rosso si trova anche a poca distanza di là, quasi sulla vetta di una montagna appiattita che sovrasta gli abitati di Pàuli Gerrei e Silius e che viene chiamata *Monte Ixi*. Il porfido è accompagnato qui da un grès a grossi elementi che contiene frammenti di quarzo e di pietra lidia, chiaramente sottratti alle rocce sottostanti. Non sarei sorpreso se un giorno in questa breccia si dovesse presentare del grès rosso; per ora, in mancanza di dati certi, mi limito a segnalare questa roccia all'attenzione dei geologi: essa figura nel mio catalogo tra quelle di età incerta, fuori della serie e col n. *L 2*.

Un porfido uguale a quello di Pàuli Gerrei si può osservare anche sotto la roccia siluriana nella parte bassa della discesa di Nurri, nei pressi dell'antico ponte sul Flumendosa: ben presto sparisce sotto gli schisti per riapparire più a nord nella stessa valle del Flumendosa, vicino a *Seulo* ed a *Gadone*, dove dà origine al *Monte Pedduris* e si lega al porfido di *Monte Perdedu*. Anche a ovest di Nurri si trova un lembo di porfido rosso associato al granito sienitico.

L'Ogliastra. In Ogliastra il porfido quarzifero rosso forma

inizialmente il *Monte Razzu*, tra i territori di *Chia* e di *Perdas de Fogu*; riappare poi più a nord nel *Monte de Niada*, come anche più lontano, ma sempre nella stessa direzione, costituisce la maggior parte del Monte Perdedu di Seulo, come dicevamo prima. Queste tre località si possono osservare sulla carta geologica e nella *Tavola IIa, figura 2*: tra di esse la roccia forma una linea quasi diritta che funge, sia verso est che verso nord, da confine alla massa antracitica dell'isola; mentre gli altri porfidi rossi di Pàuli Gerrei, di Monte Ixi, di Nurri ed anche del Monte Perdedu sono sì in linea retta, ma ad ovest del deposito carbonifero. Questo appare quindi letteralmente circondato dal porfido rosso: questa caratteristica merita di essere sottoposta all'attenzione dei geologi.

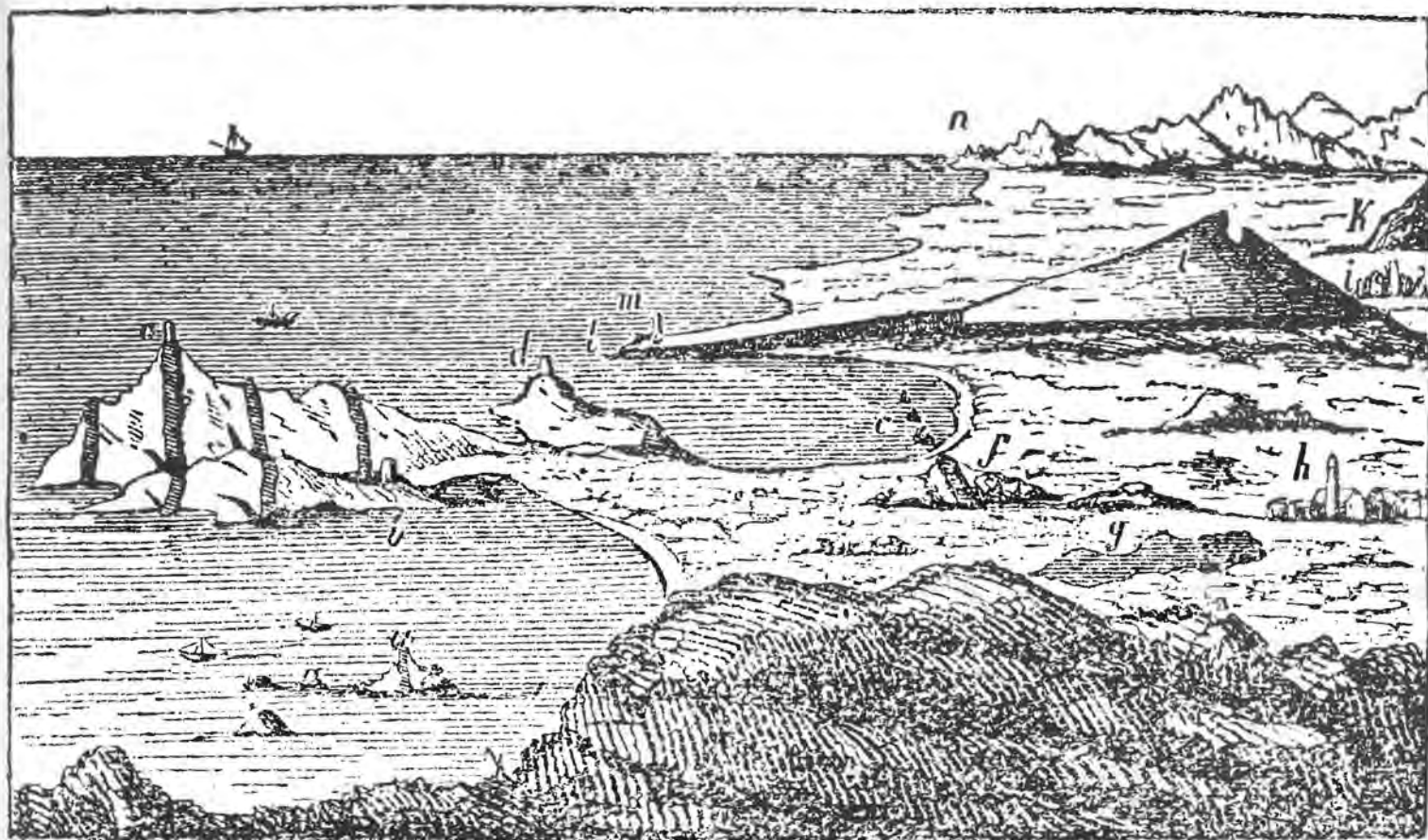
Presso il villaggio di Seulo, alla base occidentale del Monte Perdedu, ho osservato una specie di arkose della quale non sono riuscito a riconoscere la vera posizione geologica. L'ho inserita nel mio catalogo tra le rocce di età incerta col n. *L 3*. Un giorno forse si potrà dimostrare che questo grès arkose è un rappresentante del grès rosso in Sardegna. Il porfido del Monte Perdedu e soprattutto quello del Monte Pedduris, verso il Flumendosa, passano dal rosso al bruno con cristalli di feldspato ortosio di colore chiaro, con quarzo bianco opalino e qualche cristallo di anfibolo (*a* 17*); il porfido assume le sembianze di una roccia che ho osservato anche nei monti dell'*Esterel*, nella zona di *Antibes*, in Provenza.

Il porfido quarzifero rosso si mostra sotto forma di ammassi e filoni nel granito della provincia dell'Ogliastra. Uscendo da Cagliari in direzione di Capo Carbonara, lungo la costa, si trovano numerosi filoni di questo tipo: il più interessante spunta dal granito vicino a *Capo Boi* e va in direzione NNO-SSO. Nell'Ogliastra orientale e costiera il medesimo porfido rosso occupa un notevole spazio: nei dintorni di *Lanusei* e di *Barì* forma dei monticelli conici o veri e propri dicchi filonici. Lungo la strada che va da Lanusei a Barì si trovano molti filoni di porfido rosso quarzifero che viene fuori dal granito: notevoli sono due, uno sulla destra e l'altro che taglia la strada stessa e si dirige verso una piccola montagna conica, chiamata *Monte Tarè*, interamente formata da porfido, anche qui diretto verso N 17° O. Su questa direttrice, più in lontananza, verso S-E, si vede sorgere un altro monte conico molto elevato, chiamato *Astili* e costituito dallo stesso porfido; probabilmente è la continuazione della roccia del Monte Tarè. Mi fu possibile passare ai piedi del Monte Astili anche nel 1853 e ne ricevetti la conferma sulla composizione della roccia dei due monticelli conici; ma al Monte Astili il porfido si è sviluppato su più vasta scala.

Mentre si percorre la costa dalla base est del Monte Astili verso Capo Bellavista, presso il villaggio di Barì si vede il porfido rosso prendere le sembianze di numerosi filoni eruttivi che aumentano di numero attraverso il granito: sarebbe inutile riferirne tutte le direzioni: quella media, osservata su 9 filoni diversi della stessa zona, è N 25° O.

Continuando nella stessa direzione, superati Barì e la *Punta Nera*, che rappresenta l'estremità della colata basaltica di *Ibba Manna*, si trovano ben presto altri due filoni paralleli di porfido rosso, che formano nel mare una sequenza di scogli, detti *Rossi*. Diretti verso N 20° O, si mostrano ancora nella stessa direzione per un lungo tratto, alti sul suolo della pianura e sugli altri rilievi granitici che vi sorgono.

Nella figura seguente ho cercato di mettere in evidenza tutti questi particolari: essa rappresenta i terreni della costa dagli *isolotti dell'Ogliastra* al *Capo Sferra Cavallo*, ripresi dal segnale trigonometrico del *Monte Santo di Baunei*: vi sono indicati anche alcuni filoni di porfido rosso.

Fig. 74

a, Isolotti detti d'*Ogliastra*; *b*, torre di *Arbatax*; *c*, torre e capo *Bellavista*; *d*, torre di *San Gemigliano*; *e*, *Scogli Rossi*; *f*, continuazione degli Scogli Rossi nella pianura e in un monticello granitico; *g*, stagno di *Tortolì*; *h*, abitato di *Tortolì*; *i*, *Barì*; *j*, monte basaltico di *Ibbamanna*; *k*, base orientale del *Monte Astili*; *l*, *Punta Nera*; *m*, *Torre di Barì*; *n*, *Capo di Sferra Cavallo*.

Anche i dintorni di Capo Bellavista e della costa di *Santa Maria Navarese* sono interessanti per la presenza di filoni di porfido rosso, attraversati a loro volta da filoni di roccia dioritica, anch'essi interessanti. Mi riservo di parlarne più avanti; per adesso possiamo renderci conto della disposizione dei filoni di porfido rosso dalla figura qui sopra: uno di essi attraversa il granito del promontorio di Bellavista, *c*, per poi perdersi nel mare e riapparire nell'isolotto maggiore, *a*, da cui si perde nuovamente in mare; riappare sulla riva presso la chiesa di Santa Maria Navarese. Esso mantiene una direzione quasi costante con una media N 5° O - S 5° E.

Il filone quarzifero rosso è l'ultimo di questo tipo a trovarsi presso il mare di questa parte dell'Ogliastra, dove i graniti e gli schisti vengono subito sovrastati dal calcare cretacico di Monte Santo; ma se ci si addentra nella provincia, si può verificare che il granito ed anche gli schisti sono attraversati da altri filoni di porfido rosso, numerosi quasi quanto sulla costa.

Al di sopra di Àrzana, verso occidente, vicino ad una chiesetta di cui mi sfugge il nome, ho osservato un filone in rilievo nello schisto e nel granito e con una direzione pressappoco N 40° O: lo si può seguire con lo sguardo fin presso il mare per una distanza di vari chilometri: la sua struttura consta di un porfido quarzifero rosso ben definito, con piccoli cristalli di feldspato bianco e grani di quarzo (*a* 5*), nonché cristalli di pirite ferruginosa (*a* 6*).

Un altro emerge dai talcoschisti in fondo alla discesa chiamata *Scala dei Frati*, sulla strada tra *Gàiro* e Lanusei, che anche i cavalli sardi percorrono con fatica. Si compone di roccia di feldspato rosa con quarzo, come salbanda ha una pellicola di steatite verde (*a* 7*) e attraversa il granito e gli schisti cristallini. Potrebbe comunque appartenere ad un'età diversa da quella degli altri filoni descritti fin qui.

Perdaliana. Anche le rocce granitiche e schistose della *Perdaliana* sono attraversate da un filone di porfido rosso che segue la medesima direzione approssimativa, mentre numerosi altri si trovano a *Corr'e Boi*. Il Fournet, dopo aver visitato questa zona, mi ha inviato importanti osservazioni fatte sui porfidi: la vista di filoni metalliferi con baritina, fluorina e quarzo lo ha indotto a contrastare l'opinione che fa risalire la formazione di questi filoni ad emanazioni di vapori, anzi vi ha riconosciuto le prove di eruzioni metallifere, analoghe a quelle dei porfidi rossi o bruni dei dintorni. *Corr'e Boi*, egli afferma, rappresenta un valido insegnamento a questo proposito.

Ci resta infine da ricordare un filone di porfido rosso quarzifero, già segnalato nel capitolo I. quando si parlava del massiccio del Gennargentu; viene alla luce attraverso lo schisto ed è stato fratturato lì vicino dal porfido sienitico di *Su Sciusciu*.

Conclusioni. Riassumendo quanto argomentato a proposito dei porfidi quarziferi propriamente detti, ricordiamo ciò che è stato confermato di recente dal Fournet: cioè che i quarzi concrezionati che accompagnano i porfidi sono talvolta metalliferi e di conseguenza si associano alla baritina, alla fluorina ed alla galena; in alcuni filoni di calcopirite, che sono stati sfruttati nei dintorni di *Tertenìa*, in Ogliastra, ho identificato un analogo giacimento. I porfidi rossi passano spesso al colore bruno e formano (come abbiamo detto in precedenza a proposito della steatite della Scala dei Frati) come delle placche applicate alla sommità o alle pareti dei filoni porfirici. È la dimostrazione che la Sardegna è interessante anche per i suoi fenomeni endomorfici ed esomorfici come altre regioni del continente ricche di rocce porfiriche.

Porfidi d'età incerta

Galtellì. Non oso classificare tra i porfidi quarziferi di cui parlavamo qui sopra quelli trovati alla base nord del *Monte di Galtellì*, nei pressi delle rovine dell'omonimo castello. Sotto la dolomia cretacica si vede apparire una formazione rocciosa di natura porfirica che, nella sua struttura, mostra le varietà più interessanti. In principio si tratta di porfido a base di eurite bruna contenente numerosi cristalli di feldspato-ortosio rosso e di quarzo (*a* 13*); passa poi a porfido argilloso rosso quarzifero che contiene frammenti di schisto e doppi cristalli di quarzo vetroso (*a* 14*); infine è una specie di argillolito (*a* 15*) che sarei tentato di rassomigliare alla roccia trachitica. Lascio questo porfido e le sue variazioni allo studio di specialisti che si occupino in particolare della struttura e dei vari tipi di questa roccia.

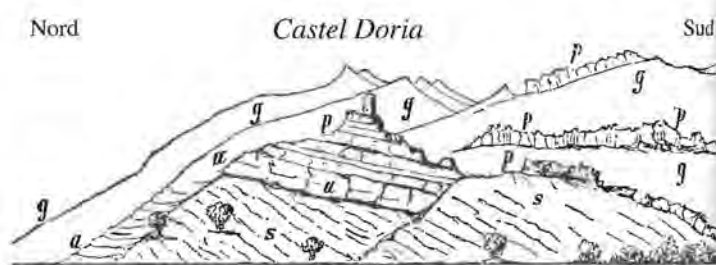
Non saprei pronunciarmi sull'età geologica della massa di porfido: sono tentato di attribuire la dolomizzazione dei depositi inferiori del calcare cretacico che forma la montagna di Galtellì proprio alla sua presenza; ora, siccome i porfidi quarziferi appena citati mi sono parsi posteriori ai depositi carboniferi ed anteriori alla roccia giurassica, non saprei se inserirvi il porfido del *castello di Galtellì*: questo sarebbe posteriore ai primi depositi cretacei che avrebbe poi trasformato in dolomia; ma forse l'apparizione di questo tipo di roccia potrebbe farsi risalire al movimento del suolo sardo in direzione E 40° N che ha sollevato i calcari cretacei del Monte Alvo e di Tavolara e che pare abbia corrugato in tal senso la grande massa granitica sardo-corsa, come diremo fra poco, nel capitolo XVII.

Castel Doria. Sulla riva sinistra del Coghinas, ad una distanza di sei miglia dalla foce, nel golfo di fronte alla Corsica, si eleva un roccione scosceso, tagliato a picco al di sopra del letto del fiume stesso: sulla sua cima si leva una torre che domina il corso del fiume e gran parte del territorio circostante. Si tratta dei resti dell'antico castello medioevale detto *Castel Doria*, dal nome degli antichi costruttori e padroni ai tempi della dominazione genovese nell'isola. La torre, a pianta pentagonale, è l'unica parte del castello ancora visibile da lontano: per la costruzione sono stati usati due tipi di pietre entrambi raccolti in loco e che furono impiegati in maniera diversa, secondo la loro natura e la maggiore o minore facilità di lavorazione.

Il muro interno, massiccio, è costituito da frammenti di roccia porfirica rossa uniti con la calce; la parte esterna è formata da pietre a forma di parallelogramma tagliate con lo scalpello o con la sega e costituite da grès arkose. La prima delle rocce costituisce il suolo sul quale poggia il castello: si tratta di una sorta di pegmatite porfirica rossa molto ricca di quarzo (*a* 16*); per quanto riguarda il grès quarzoso che passa all'arkose, esso è di un colore grigio giallastro a grana talvolta fine, tal'altra grossa (*L 6*).

La presenza di questo grès nella costruzione mi ha dapprima tratto in inganno, perché non avevo mai trovato questa roccia nella zona che, come si sa, è esclusivamente granitica; ma esaminando con maggiore attenzione il suolo del roccione sul quale si trova il castello, non ho tardato a verificare che il grès arkose impiegato per la parte esterna della torre è stato estratto dalla sua stessa base, dove si trova in origine in banchi regolari e paralleli; passa dal grès all'arkose ed in qualche modo può identificarsi con la stessa pegmatite.

Nel 1853, con l'aiuto della camera lucida, ho rilevato il diagramma qui sotto, che mette bene in evidenza il rapporto esistente tra questi due tipi di roccia.

Fig. 75

s, schisti micacei e talcosi; *g*, granito di Gallura; *p*, porfido quarzifero rosso che passa alla pegmatite; *a*, grès-arkose che si fonde lievemente con il porfido; *a'*, altra formazione dello stesso grès visto ai piedi del monticello vicino.

Appena più a nord, alla base settentrionale del roccione del castello, si può osservare un altro lembo dello stesso grès *a'*; esso è stratificato ed inclinato in direzione opposta rispetto a quella della roccia analoga del versante occidentale dell'altura del castello.

Di conseguenza sembrerebbe che il grès sia stato sollevato e modificato in arkose per effetto dell'intervento del materiale porfirico: questo, quindi, dovrebbe essere d'epoca posteriore alla roccia di sedimento, che al suo contatto avrebbe subìto una notevole modificazione ed anche una specie di fusione.

Siccome però non ho potuto raccogliere altri dati sulla vera posizione del grès nell'ordine di formazione dei terreni sardi, mi limiterò a ciò che ho appena detto a proposito delle rocce del castello Doria; forse un giorno nuove ricerche potranno assegnare la giusta posizione geologica alla pegmatite porfirica di questa località; in attesa che ciò avvenga, preferisco assegnarla al gruppo dei porfidi rossi piuttosto che a quello delle altre pegmatiti sarde, che credo più antiche.

Lo stesso porfido forma un massiccio isolato non molto distante che viene chiamato *Monte Rubiu* ('rosso'): esso si trova tra il confine occidentale del granito di Gallura e l'estremità orientale della massa trachitica dell'Anglona, che ha inizio col *Monte Forcadu* ('montagna biforcuta').

Arkose di Ozieri. Segnalo infine un altro giacimento di arkose sul quale ho potuto fare ricerche solo parziali, non avendo più visitato la località da molti anni. Questo arkose, che nel mio catalogo porta i numeri *L 4* e *L 5*, sembra avere un qualche legame con le rocce trachitiche del Campo di Ozieri, vicino al *nuraghe Bòrghidu* (*Tavola XIII* della parte sulle antichità sarde). Occupato com'ero a preparare un disegno ed una planimetria esatta dell'importante monumento, non potei prestare la stessa attenzione al giacimento di roccia, di cui mi limitai a conservare i due campioni poi inseriti nella collezione geologica. Avendo più avanti scoperto il giacimento analogo del castello Doria, sarei tentato di mettere in relazione i due depositi, sui quali richiamo l'attenzione dei geologi che avranno l'opportunità di visitare la Sardegna dopo di me.

Il porfido sienitico

Su Sciusciu. Tra i filoni di porfido o protògino sienitico trovati in Sardegna, metto al primo posto quello che forma la cima di *Su Sciusciu*, una delle cime più alte del Gennargentu. Ho dimostrato, basandomi sul campione *a* 10*, che il protògino anfibolico *a* 9* è posteriore al porfido quarzifero rosso, di cui contiene dei frammenti spigolosi.

Lo stesso tipo di roccia si mostra anche sui fianchi del colosso sardo, verso est, soprattutto nel fondo dei burroni. Il lettore ricorderà che l'avevamo segnalato anche nel pendio della montagna verso *Dèsulo* ed *Aritzo*. Sono propenso a credere che questo porfido o, se si preferisce, questo protògino sienitico relativo a Su Sciusciu (*a* 9*) abbia avuto una grande importanza nella configurazione e nel sollevamento del gruppo del Gennargentu, così come nella formazione topografica della montagna, la cui cresta è in direzione da N, N-O a S, S-E circa.

Monte Perdedu. Il porfido di Monte Perdedu sotto Seulo è attraversato anche da filoni di porfido sienitico; ne ho osservato uno presso la cima della montagna ed un altro alla base occidentale, tra Seulo e *Sàdali*; taglia di traverso le rocce siluriane ed i porfidi, si mostra come porfido sienitico leggermente micaceo e viola e contiene cristalli di feldspato bianco e d'anfibolo (*a* 17*, *a* 18*).

La Maddalena. Ricorderò anche un filone simile che attraversa il granito dell'isola della Maddalena, a ovest, non lontano da *Punta Negra*: esso si dirige da nord a sud ed è composto da porfido feldspatico grigio-violaceo con cristalli di anfibolo verdastro disseminati nella pasta (*a* 19*).

Prima di passare ai filoni dioritici, ai quali riservo una classe a parte, ricordo alcuni altri filoni nei quali l'anfibolo sembra trovarsi in proporzioni maggiori. Ne risulta una roccia porfirica che spesso assume una colorazione verde chiara e che contiene feldspato assieme a molti cristalli di anfibolo. L'ho trovata nella sua posizione originaria sia in Ogliastra, tra *Loceri* ed *Arzana*, in filoni nel granito, sia nei monti di Pula, anch'essi granitici, a S-O di Cagliari. Qui ho raccolto il campione che nel mio catalogo porta il n. *a**1* .

Nei pressi di Capo Teulada, andando verso il Sulcis lungo la costa, si vede una piccola catena di alture da nord a sud: esse sono in gran parte formate di roccia nerastra, molto dura, che si presenta in guisa di filone molto grande che si eleva al centro di una piana granitica ondulata. Sembra trattarsi di porfido bruno-nero a base anfibolica piuttosto che di una roccia dioritica vera e propria: contiene piccoli cristalli di feldspato bianco, che risaltano sullo sfondo nero dell'impasto originario (*a** 2*).

I porfidi dioritici

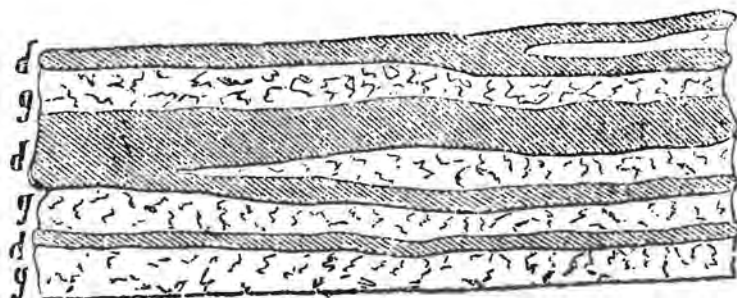
I porfidi dioritici occidentali. Non ci rimane ora che parlare del porfido dioritico da inserire tra i filoni caratteristici del suolo sardo e la cui importanza geologica eguaglia, a mio avviso, quella dei porfidi quarziferi rossi che sono più antichi; inizieremo da quelli della parte occidentale dell'isola, che sono meno numerosi, per poi rivolgerci ad oriente, dove abbondano.

Sul versante S-E del Monte Santo di Pula ho osservato un filone di questo tipo in direzione N-S che attraversa contemporaneamente lo schisto siluriano e la pegmatite, i cui frammenti appuntiti sono avviluppati nella pasta verdastra (*a** 3*). I frammenti di pegmatite sembrano aver assunto una colorazione rossa più cupa rispetto a quella della roccia che è rimasta nella sua sede naturale. Avremo occasione di rilevare fenomeni del genere sulla costa orientale dell'isola.

All'uscita del villaggio di Gonnosfanàdiga verso la chiesa rurale di Santa Sede, già ricordata nel capitolo precedente, si può osservare il granito (o, meglio, la pegmatite, *a* 3*) attraversato da un filone di roccia dioritica diretto in direzione N 10° E - S 10° O dalla struttura prismatica, che si sfalda dando origine a una terra ocracea bruna, mentre la pegmatite si trasforma in terra sabbiosa.

I porfidi dioritici orientali. Molto più notevoli e molto più numerosi sono i filoni dioritici nell'est e nel nord della Sardegna, dove percorrono il granito ed il porfido rosso, dando luogo a dicchi e a formazioni a mo' di cupola.

Ricordo subito un vero filone osservato all'interno della stessa cinta muraria della *Fortezza Vecchia*, una struttura difensiva abbandonata che si trova presso Capo Carbonara, nelle vicinanze di Cagliari. Esso emerge al livello del terreno in mezzo al granito grigio, in cui protende ramificazioni quasi parallele, pressappoco come ho cercato di rappresentare nella figura qui sotto.

Fig. 76

g, granito; *d*, porfido dioritico verde-bruno.

Esso si può seguire per più di un miglio fino alla cima del rilievo su cui sorge la *torre Catterina*, in direzione approssimativa da N, N-O a S, S-E. Si tratta di un porfido dioritico verde-bruno, con cristalli di feldspato bianco sparsi nell'impasto (*a*** 5), con una struttura prismatica irregolare.

Il medesimo tipo di roccia forma anche altri filoni che si possono facilmente seguire navigando vicino alla costa. La direzione relativa differisce da quella dei porfidi quarziferi rossi che attraversano gli stessi terreni; hanno mediamente una direzione N-S oppure N 10° E - S 10° O.

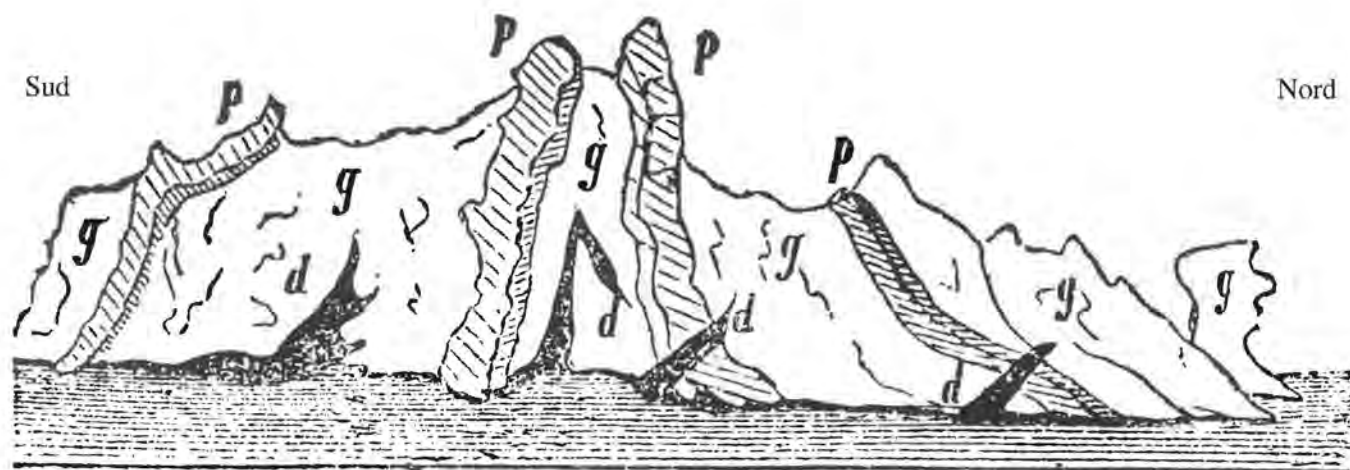
Una roccia analoga a quella della Fortezza Vecchia costituisce a *Capo Ferrato* un grande filone nel granito, riscontrabile nelle immediate adiacenze del mare, a N-O del promontorio. Si tratta di una massa nera suddivisa in prismi irregolari e costituita da un porfido dioritico verde-nerastro che contiene cristalli di feldspato bianco ed altri d'anfibolo nero (*a*** 6*).

Sempre vicino al mare, presso il Capo Sferra Cavallo, la stessa formazione rocciosa affiora dal granito che nel punto di contatto con essa assume una colorazione rossa. Sottopongo questa località all'attenzione dei geologi, dato che, secondo la mia opinione, è una delle più interessanti per lo studio delle modificazioni cui la diorite ha sottoposto il granito ed il porfido rosso che ha penetrato e spezzato. Occorrerà per questo percorrere la costa con una barca che possa approdare dappertutto e penetrare nelle cale più piccole, che vi sono numerose; si dovrà scegliere la stagione in cui il mare è calmo per poter osservare bene tutti i particolari della costa. Da quello che ho potuto vedere durante i passaggi davanti a questi lidi dal difficile approdo, non ho dubbi che la zona sia, assieme al Capo Ferrato, una delle più interessanti per lo studio delle modificazioni esercitate dai filoni sulle rocce preesistenti.

Capo Bellavista. Per non ripetermi sorvolerò sui filoni analoghi che attraversano i graniti e i porfidi quarziferi rossi di Barì. Ma spostiamoci ora direttamente al Capo Bellavista, dove i reciproci rapporti delle tre specie di roccia sono di straordinario interesse per il geologo. Il promontorio noto ai naviganti, appunto, col nome di *Capo Bellavista* è costituito da una protuberanza rocciosa a forma di penisola non lontana da Tortolì e sporge nel mare come una T, la cui estremità inferiore, cioè la gamba, forma la parte piana dell'istmo che la unisce alla costa. Osservando la carta si vede subito che questo capo non è formato, come quelli di Coda Cavallo, di Comino e di Carbonara, dal prolungamento di una piccola catena perpendicolare alla riva che supera la linea del litorale formando una sporgenza o un promontorio; si tratta, al contrario, di un lembo isolato ed unico di una catena in miniatura, parallela alla riva, che forma la parte superiore della T.

Appena messo piede sul promontorio granitico, si nota che la forma allungata nel senso della costa, che gli è propria, si deve totalmente all'azione di numerosi filoni di porfido che lì si sono incontrati traversando la minuscola catena da un capo all'altro in direzione approssimativa N-S, come quella della costa. Naturalmente questa località è una delle più importanti dell'isola per lo studio dei filoni non metalliferi, dei quali si possono comprendere i rapporti con le masse rocciose che attraversano.

Le pareti quasi verticali di una piccola cala che fa parte della massa principale ed una specie di muro tagliato a picco nelle vicinanze costituiscono una sorta di sezione naturale che mostra l'andamento dei filoni e ne mette in luce tutta la singolarità. La penisola vista da nord, cioè dalla parte del Capo di Monte Santo e della chiesa di Santa Maria Navarrese, è già stata raffigurata in precedenza, sicché mi pare superfluo ripeterla; ne fornisco piuttosto una immagine ripresa da levante, cioè dal mare, da De Vecchi.

Fig. 77

g, granito che passa alla pegmatite; *p*, porfido quarzifero rosso; *d*, filone di porfido dioritico.

Ed ecco la sezione teorica del disegno precedente.

Fig. 78

I filoni di porfido rosso *pp* seguono una direzione approssimativa N-S, mentre quelli della diorite *dd* declinano leggermente verso est; ma la cosa più interessante è che la diorite porfirica percorre la massa granitica insinuandosi al suo interno nel modo più strano e taglia i filoni di porfido rosso, di cui trattiene frammenti: da ciò risulta chiara la posteriorità della sua apparizione rispetto alle altre rocce locali. Ma qui, secondo l'opinione di De Vecchi, si verificherebe un fenomeno molto complesso, perché si tratterebbe di frammenti di diorite inclusi a loro volta nel granito. E, dato che in varie escursioni fatte presso il promontorio non mi è mai accaduto di notare questo particolare, mi metto nelle mani del mio compagno per quanto riguarda questa importante osservazione; mi permetto comunque di dubitare che i frammenti di diorite si estendano nella massa granitica a una certa distanza dai filoni; credo piuttosto che la roccia che il bravo De Vecchi ha preso per granito sia in realtà un granito rimaneggiato e rigenerato; penso anche, in alternativa, che i nuclei neri da lui osservati appartengano a masse di materiale talvolta anfibolico e spesso schistoso proveniente da rocce siluriane modificate, attraversate dal granito. Questi nuclei sono assai abbondanti nei terreni granitici sardi dove sono stati osservati anche dal Fournet. Del resto sono più propenso a credere al fenomeno della rigenerazione del granito a contatto con i filoni di diorite, tanto più che una rigenerazione simile è stata osservata in una località vicina a Capo Bellavista, di cui tratteremo adesso.

Santa Maria Navarrese e Capo Bellavista. La località di cui parlo nelle righe qui sopra si trova sulla spiaggia a nord della chiesa di Santa Maria Navarrese e dell'omonima torre, verso il Capo di Monte Santo. Vi si può osservare una roccia granitica associata ad un filone di porfido dioritico che molto probabilmente è parte di uno di quelli che ricompaiono dalla parte di Capo Bellavista; è anche accompagnata da un filone di porfido rosso orientato pressappoco nella medesima direzione. Il granito che forma la base del suolo e contiene i due filoni ha l'aspetto di una pegmatite rossa molto alterata (*a*** *7*); ma subito si osserva il filone passare ad una specie di porfido sienitico quarzifero che, a giudicare dall'apparenza, è porfido rosso modificato dall'azione della diorite che l'ha penetrato con l'anfibolo (*a*** *8*). Infine la diorite stessa sarebbe stata a sua volta penetrata dalla sostanza feldspatica del porfido rosso, mentre avrebbe inglobato i frammenti spigolosi della pegmatite penetrante (*a*** *9*). La diorite è uguale a quella del Capo Bellavista nei punti in cui non sono avvenute modificazioni (n. *a*** *10* della collezione).

Dai fatti descritti fino ad ora si desume che le componenti essenziali dei due filoni, il feldspato del porfido rosso e l'anfibolo della diorite, che a Capo Bellavista hanno mantenuto le loro caratteristiche originarie e sono rimasti integri, a Santa Maria Navarrese si sono reciprocamente penetrati. La causa della doppia penetrazione è da ricercare nella relativa posizione delle due rocce: a Bellavista, dove seguono due direzioni differenti, le due componenti (feldspatica ed anfibolica), non avendo tra loro un vero e proprio contatto sono rimaste pressoché inalterate; mentre a Santa Maria Navarrese i due filoni si trovano nella stessa spaccatura del granito, e le sostanze che li compongono in grande misura hanno potuto penetrarsi reciprocamente ed alterarsi con più facilità, dato che la materia dioritica, iniettata attraverso un antico crepaccio già occupato da porfido rosso, aveva certamente una temperatura più alta. Non dimentichiamoci che il doppio filone di Santa Maria si trova in direzione N 6° O, che corrisponde a quella di una retta che va da qui a Capo Bellavista attraverso l'*isoletta d'Ogliastra*, per la quale passa il grande filone di porfido rosso. Questo particolare ci fornisce un'altra prova che il filone nero di Santa Maria segue la direzione del porfido rosso preesistente, mentre a Bellavista i due filoni di diversa natura non concordano, incrociandosi però con angolo vario.

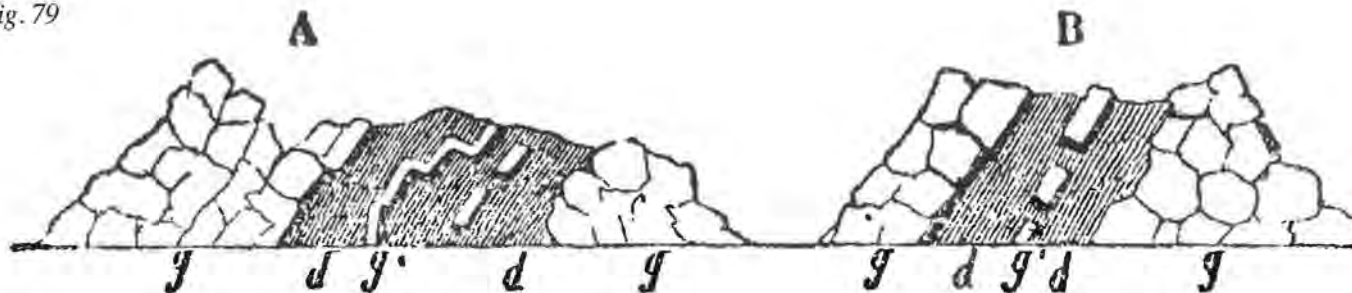
Altri filoni dioritici si trovano all'interno dell'Ogliastra: ne è stato osservato uno al di sotto della fontana chiamata *Padenti de Baccai*, nelle vicinanze di Lanusei, dove attraversa il granito che nel punto di contatto si decompone con facilità e si trova in direzione NO-SE circa.

Fino a quando non se ne saprà di più possiamo attribuire alle rocce dioritiche un filone che mi era sfuggito e che è stato scambiato dal Fournet per serpentina; egli l'aveva notato mentre passava non lontano dalla cantoniera della nuova strada trasversale, tra *Orani* e *Silanus*. Io non ho visto questo filone, che era stato probabilmente portato alla luce durante i lavori della strada stessa e di conseguenza non posso contestare la presenza della serpentina, dato che mi è stata data per certa da uno studioso così competente: si tratterebbe del primo esempio di roccia serpentinosa sarda. Del resto non vi sarebbe nulla di straordinario in questo fatto: che io stesso ho notato delle vene di steatite ed un consistente filone di oficalce sul *Monte Gonare*, nei pressi di Orani ed a Illorai, vicino a Silanus. Secondo la mia opinione, poi, la maggior parte dei filoni e delle cupole di roccia dioritica già notate nelle regioni montuose della Sardegna orientale devono già da lungo tempo essere considerate come esempi delle rocce serpentinose della Corsica: svilupperò il discorso nel XVII ed ultimo capitolo.

Filoni della Gallura. Filoni dioritici, scarsi per numero e per importanza geologica, attraversano anche le rocce granitiche o cristalline delle provincie di Nuoro, di Ozieri e della Gallura. Qui, come in Ogliastra, dove domina quasi esclusivamente il granito, i filoni tornano ad abbondare; se si eccettua, però, il *Monte della Spina*, ad ovest di *Aggius* e di Tempio, che pare costituito da una massa dioritica (passa forse alla sienite?), si può dire che in tutta la Gallura la diorite è presente solo sotto forma di filoni di mediocre consistenza, dei quali molti mostrano una tendenza ad una frammentazione prismatica, come i *trapped* ed i basalti; questo avviene soprattutto nelle vicinanze di Tempio, e più in particolare all'uscita dalla città verso il Monte Limbara.

Presso il canale di Corsica e nei suoi numerosi isolotti la diorite, così come l'abbiamo descritta, si presenta anche sotto forma di numerosissimi filoni che a volte assumono l'aspetto di dicchi basaltici o gradinate. Ne ho osservato uno all'estremità settentrionale della Sardegna, *Capo Falcone*, incastrato nel granito e contenente a sua volta frammenti sempre di granito: essi mantengono la stessa direzione del filone, che è NO-SE come si può verificare nella *figura 79A* che segue.

A questo disegno ne aggiungo un altro che mostra un fenomeno quasi simile, osservato tra *Porto Putzu* e la foce del *Liscia*. La direzione del filone, in questo caso, è circa N-S.

Fig. 79

g granito; *d* roccia dioritica; *g* frammenti di granito nella diorite.

Infine, tra i filoni dello stesso tipo che serpeggiano dentro il granito della Maddalena, l'isola maggiore dell'arcipelago sardo-corso, segnalerò quello che si trova percorrendo la riva del mare all'uscita dell'abitato in direzione dell'estremità dell'isola dalla parte di Caprera: si dirige da N 15° E - S 15° O. Il granito, che da queste parti è grigio, a contatto del filone ha assunto una colorazione rossa che si intensifica man mano che le due rocce si avvicinano, mentre schiarisce e quindi scompare quando il filone si allontana. La diorite si sfalda dando origine a terra bruna. La direzione media dei filoni dioritici, facilmente deducibile dalla *Tavola I* di questa terza parte, si avvicina a N 15° E, come per il filone della Maddalena e, soprattutto, per quelli dell'Ogliastra e della Gallura che sembrano senz'altro procedere in questo senso.

Osserverò: *1*, che questa direzione corrisponde a quella seguita da tutto il litorale compreso tra Santa Maria Navarrese e Capo Carbonara nel suo insieme; *2*, che i capi Bellavista, Sferracavallo e Ferrato, dove abbiamo segnalato la diorite, sono allineati tra loro in questa stessa direzione. Mi riservo di sviluppare il discorso realtivo a questa coincidenza nel XVII capitolo.

Filoni eruttivi di ferro

I filoni di ferro. Benché abbia più volte dichiarato che non è nelle mie intenzioni occuparmi in particolare dei filoni metalliferi sardi, non posso fare a meno di concludere questo capitolo, dedicato ai filoni di rocce ritenute eruttive, senza menzionarne alcuni di ferro, che paiono venuti alla luce attraverso formazioni preesistenti nello stesso modo di quelli non metalliferi di cui ho provato a sintetizzare storia e nomenclatura.

I filoni di ferro, al contrario di quelli di diorite, si trovano soprattutto nella parte sud-occidentale della Sardegna: avremo comunque occasione di citarne altri nelle zone centrali ed orientali.

Perdasterri. Seguendo l'ordine topografico adottato fino ad ora, iniziamo da un punto meridionale cui avevamo appena accennato nel II capitolo: si tratta della località detta *Perdasterri*, dove il ferro si trova assieme al granato e all'epidoto. Quando quella pagina era già stampata, ho ricevuto dal Virlet d'Aoust, che aveva da poco visitato il giacimento metallifero, alcune importanti notizie, che ora mi sembra utile riferire:

«La miniera conosciuta col nome di *Sa Genista* o *Perda Tronu* si trova in regione *Perda Steria*, al confine dei territori dei comuni di Domus de Maria e Pula. La massa ferrosa si manifesta in parecchi notevoli affioramenti, il cui principale, chiamato appunto Perda Tronu, si mostra nella parte superiore del Monte Sa Genista in forma di cono schiacciato, delimitato da pendii molto scoscesi che si estendono in particolare sul fianco meridionale sotto forma di colata. Il secondo punto in cui si osserva la presenza di ferro è, al contrario, proprio alla base della montagna ed alla distanza in linea d'aria di almeno 6-700 metri in direzione O, S-O: è conosciuto soprattutto col nome di miniera di piombo [nell'opera di Baldracco è indicato come *spinarda*, N.d.A.], perché alcuni anni fa erano state fatte delle ricerche per lo sfruttamento di questo metallo, di cui si era trovata qualche venuzza allo stato di galena, in mezzo appunto al ferro, nella parte superiore del filone.

«L'insieme della massa di ferro, che è rappresentata da un miscuglio di oligisto e magnetite, esercita anche a distanza una notevole azione sull'ago magnetico, e la polvere metallica risultante dallo sbriciolamento aderisce spesso al martello; si presenta in forma irregolare, talvolta tendente al prisma; mentre la struttura tende al granuloso, ma è generalmente massiccia e da una spaccatura fresca brilla di uno splendore quasi metallico.

«Sembrerebbe a prima vista del tutto indipendente, ma, esaminandola con attenzione, si osserva il suo legame, anzi la sua subordinazione ad un immenso filone di granato che ne costituisce la matrice e dà luogo, nella parte orientale della montagna, ad una serie di piccoli rilievi sporgenti. La consistenza di questo filone, che naturalmente si fa sentire in maniera diversa nei vari punti, difficilmente si può quantificare con precisione a causa delle frane superficiali: si può comunque pensare ad una quindicina di metri di spessore. La massa granatifera è di colore giallo-verdastro e di struttura granulare con cristalli d'epidoto e di idocrasia qua e là e, come il ferro, in forme ben distinte. Le superfici delle fessure nelle parti vicine alla massa di ferro spesso sono coperte da un indotto ferroso: è solo dal peso e dalle fratture che si può identificare come granato e non come ferro, col quale del resto si mescola intimamente nelle zone di contatto.

«Credo che questa massa ferrosa che occupa soprattutto la parte occidentale di questo strano e vasto dicco granatifero, quando sarà portata alla luce da lavori adatti, potrà fornire alla siderurgia un'inesauribile quantità di minerale ricco di metallo. I saggi che ho fatto fare a Parigi promettono ferro ed acciaio di prima qualità: sotto tale aspetto questo minerale non ha niente da invidiare a quelli spagnoli e dell'isola d'Elba.

«La grande formazione ferroso-granatifera attraversa da est ad ovest la parte schistosa, in questo punto molto silicea e spesso accompagnata da fogliettature di terreno siluriano piegate e spostate. Gli schisti sono stati colpiti dall'intrusione della massa plutonica solamente attraverso la penetrazione di cristalli di granato, di epidoto o di peridoto in alcuni punti di contatto. Il loro metamorfismo, diffuso in tutta l'isola, mi sembra dovuto a cause molto anteriori e del tutto diverse rispetto a quelle che hanno dato luogo al filone, probabilmente molto recente».

Le conclusioni del Virlet vanno perfettamente d'accordo con le mie osservazioni: infatti ho sempre attribuito il metamorfismo proprio delle rocce siluriane della Sardegna ad una causa molto remota, forse risalente alla prima comparsa delle rocce granitiche. Mi riservo di sviluppare questa teoria nell'ultimo capitolo; quanto agli effetti prodotti sulle rocce vicine dalla presenza delle grandi formazioni ferrose delle zone occidentali dell'isola, uno potrebbe essere la stessa trasformazione delle rocce siluriane in leptinolite ed in schisti macliferi: la presenza di questi ultimi mi ha sempre segnalato la prossimità di filoni di ferro. Parlerò più tardi della direzione dei filoni, dato che corrisponde ad altri filoni simili del territorio isolano.

Perda Niedda. Fra gli altri giacimenti di ferro ossidulato magnetico, che abbondano nella parte occidentale della Sardegna del sud, voglio citare le tracce ben visibili riscontrate a *Cala Galeotta*, nel promontorio di Teulada: uno consistente si trova nelle vicinanze di *Terra Segada*, verso *Monte Oru*, nella pianura che si protende dagli schisti siluriani; però il più importante della zona è quello, anch'esso già citato, nella valle d'Oridda (ferro idrato magnetico *a*** 2*).

Anche di questo filone ho ricevuto, sempre dal Virlet, interessanti notizie dopo la pubblicazione della pagina in cui ne parlavo. Egli aveva visitato il sito nel 1856. Mi sembra di fare cosa utile per la scienza trascrivendole qui di seguito per poter così riscontrare l'analogia tra questa massa ferrosa e quella di Perdasterri, di cui si parlava prima:

«Il secondo giacimento — dice il Virlet —, chiamato *Perda Niedda*, si trova sulla cima del *Monte Sterias* [da non confondere con il nome di Perda Sterias, citato più sopra, N.d.A.], che costituisce pressappoco la parte centrale della contea d'Òridda, in una località chiamata *Sa Corti de Is Eguas* ('la corte delle cavalle'), in territorio di Domusnovas.

«A giudicare dalla superficie il giacimento non sembra meno ricco del precedente, da cui differisce non per la qualità del minerale, che sembra lo stesso salvo piccoli particolari, ma per la natura della ganga, che in questo caso è di quarzo bianco-giallastro, spesso cristallizzato.

«La direzione del filone, che è di considerevole portata, anche se non si vede chiaramente in superficie, sembra tuttavia essere la stessa: da est ad ovest. In superficie sporgono quattro masse principali, che hanno dato luogo a considerevoli frane di minerale, assestate lungo il declivio del terreno, su una

superficie che l'ingegner Felice Giordano, nel suo ottimo rapporto speciale, stima a non meno di 200 metri, senza contare i numerosi frammenti sparsi, rotolati o trascinati lontano dalle acque dei torrenti.

«Questa grande formazione quarzo-ferrosa differisce anche geologicamente dal precedente [di Perdasterri] perché attraversa il porfido quarzifero che passa molto spesso ad una struttura granitica, anche se talvolta leggermente schistoide; altre volte presenta una mistura di parti cloritiche verdastre, che lo fanno assomigliare ad alcune dioriti. Tutti questi caratteri, per me familiari da molto tempo, mi inducono a considerare questa roccia granitico-porfirica come parte di masse originariamente sedimentarie di terreno siluriano, forse soggette ad un metamorfismo molto più avanzato in questo punto che in altri. E ciò mi è parso tanto più probabile in quanto sono coronate verso la cresta da calcari siluriani bianchi o blu-turchino, molto più cristallini che altrove. In ogni caso questa roccia interessante merita senz'altro l'attenzione dei geologi e dovrebbe essere studiata più approfonditamente di quanto abbia fatto io in una breve escursione, che aveva altri scopi e che fu oltretutto avversata da un violento acquazzone.

«La corrispondenza dei caratteri mineralogici, salvo la differenza delle ganghe, e l'identica direzione delle due masse metallifere di Perda Niedda e di Perda de Su Tronu, mi fanno supporre che esse possano risalire alla stessa epoca geologica che, ripeto, a mio parere è abbastanza recente e potrebbe riferirsi, data la direzione, al sistema di frattura e di sollevamento E-O che unitamente al Boblay abbiamo accertato già da lungo tempo in Morea».

Il Monte Linas. Allo scopo di integrare e rafforzare l'opinione del Virlet aggiungerò che, nella parte settentrionale del massiccio, il cui punto centrale e più alto è rappresentato dalla cima del *Monte Linas* (che offre gli stessi indizi di masse ferrose in molti altri punti, sia in direzione di Arbus sia in direzione di Flùmini Maggiore), ho scoperto un giacimento di ferro forse anche più notevole del precedente, ma con lo stesso andamento; non mi dilungherò nella sua descrizione, rimandando il lettore a ciò che al proposito ho scritto del grande filone di ferro ossidulato della base della Punta Serbaceri, in direzione E 10° S - O 10° N, che del resto si avvicina molto a quella E-O.

Quest'ultima direzione, molto chiara, l'ho riscontrata anche in un altro notevole filone di ferro, scoperto alla base S-E del piccolo rilievo del castello di Monreale di Sardara.

Mi sembra che l'apparizione di queste masse eruttive di ferro, occidentali, di cui si potrebbe allungare l'elenco, possa essere datata tra l'ultimo periodo cretaceo e quello del deposito eocenico, al quale d'altra parte faccio risalire il movimento del suolo in senso E-O della parte occidentale della Sardegna e di cui mi è sembrato di riconoscere le tracce, indipendentemente dalle note del Virlet; mi compiaccio perciò che le osservazioni che avevo fatto parecchi anni fa confermino le teorie di questo illustre geologo.

Altri giacimenti. Rimangono ora da menzionare parecchi altri filoni di ferro di origine eruttiva di altre zone dell'isola: mi limito a ricordare ciò che avevo detto al proposito nella prima parte di questo *Voyage* (edizione del 1839), osservando però che in quelli che si trovano al centro ed a oriente si ritrova il ferro ossidulato magnetico, accompagnato da epidoto e da granati (*a*** 4, 5*), esattamente come a Perdasterri. Nei pressi di *Talana*, in località *Perda 'e Mengia* si trovano ancora le stesse formazioni, a contatto con un filone di ferro ossidulato, che probabilmente hanno la stessa origine eruttiva.

Citerò infine il grande filone di ferro che si trova nel terreno di una casa di Pattada, anch'esso già ricordato nella prima parte: debbo far notare, però, che non ha la stessa direzione di quelli della Sardegna occidentale: si compone di ferro ossidulato magnetico ed attraversa la roccia come un dicco.

CAPITOLO DODICESIMO

Le trachiti antiche

Le trachiti antiche di Sardegna. Per trachiti antiche intendo una classe di rocce molto diffuse in Sardegna che, nonostante la loro grande estensione, mantengono una sufficiente uniformità di struttura e di forma, sempre manifesta in tutti i luoghi in cui le ho esaminate con attenzione.

Si tratta generalmente di roccia feldspatica distinta in due tipi molto riconoscibili: uno tufaceo inferiore, che contiene frammenti della trachite che lo ricopre; l'altro superiore a struttura cristallina, a volte allo stato di porfido trachitico, altre volte, invece, allo stato di argiolite: specialmente quest'ultima contiene cristalli di feldspato riacolite. Quelli di mica sono invece rari, mentre quelli di anfibolo e soprattutto di pirosseno mancano quasi completamente. Spesso questa roccia passa alla retinite, alla perlite e qualche volta anche alla pietra pomice: spesso fonde in smalto biancastro; talvolta è attraversata da vene di diaspro, di calcedonio e di cornalina che aiutano a distinguerla dall'altro tipo di trachite, di cui parleremo tra poco: in essa abbondano i cristalli di anfibolo e di pirosseno e si trova associata alle zeoliti, alle stilbiti ed ai filoni calcarei e quarzosi.

Le nostre trachiti antiche non mostrano niente di simile: la loro massa in generale si presenta in nappe ed in colate e qualche volta costituisce delle terrazze a piani successivi che influiscono in maniera determinante sulla forma delle montagne che ne sono composte. Queste forme sono del tutto differenti da quelle a rilievi conici dovute alle trachiti più recenti, alle quali dedicheremo un capitolo a parte.

Le trachiti di San Pietro. Iniziamo la descrizione delle trachiti antiche da quelle dell'isola di San Pietro, che è formata esclusivamente dalla roccia che userò, per così dire, come campione di questa specie così importante per la costituzione geologica della Sardegna. L'isola misura 28 miglia geografiche di perimetro costiero ed è il punto più occidentale della Sardegna meridionale.

Appena si sbarca a *Carloforte*, capoluogo, o meglio unico centro abitato dell'isola di San Pietro, si rimane colpiti dall'aspetto singolare di alcuni blocchi di roccia che qualcuno ha allineato sulla riva e usati per fare una specie di muro a secco come cinta del molo. Questi blocchi attirano la vista anche dei viaggiatori meno esperti in geologia per la loro forma di botti grossolane, per la struttura prismatica e la successiva variazione della roccia. Si tratta di porfido trachitico che varia parallelamente di colorazione e di struttura all'interno dello spessore della massa.

La sede naturale della roccia si trova non molto distante, proprio alla base della collina racchiusa nella cinta fortificata di Carloforte: esaminandola dall'alto in basso, appare in principio come un porfido trachitico bruno-rossastro e di struttura grossolana con cristalli bianchi di riacolite. In superficie il porfido assume l'aspetto di colata con qualche rigonfiamento allungato nel senso della pendenza del suolo; in seguito la struttura diviene più compatta, tanto che la roccia assume l'aspetto di argillofiro (*b 1*), divenendo di colore più scuro. Poi, man mano che si procede verso la parte inferiore, la sua compattezza aumenta, mentre la colorazione diviene più bruna, per poi, infine, diventare una specie di ossidiana opaca, nera, disseminata di puntini bianchi (*b 2*). Non appena diviene più nera e più compatta, la roccia mostra una struttura prismatica o, se si vuole, è naturalmente suddivisa in numerosi prismi alti circa 40 cm e larghi 3-4. I prismi, tutti uniti tra loro, sono di forma irregolare e coperti su tutte le facce di una leggera tinta rosa, in notevole contrasto con il nero dell'interno. In numerosi punti, poi, sul rosa si disegnano ramificazioni di dendriti nere o viola, forse dovute all'infiltrazione di materia ferruginosa o manganesifera che ha potuto introdursi nello spazio infinitesimale che divide un prisma dall'altro.

PHÈNOMÉNES ÉRUPTIFS **de différentes époques**
de l'Ile
de *SARDAIGNE*
tant de la Côte que de l'intérieur
A partir des trachytes anciens jusqu' aux derniers cratères éteints.

Fig. 1.

Campo Giavesu Super.

Campo Giavesu Inférieur

Fig. 2. Cratère de Keremule vu de l'Eglise de Cabu-abbas

Campo Giavesu Supérieur

Fig. 3.

M. de Keremule

M. Manau de Fiori

M. Polao

M. Santo

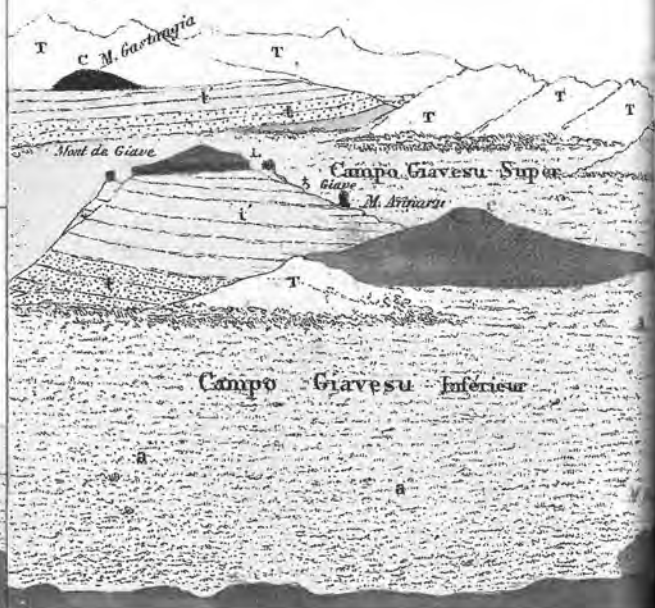
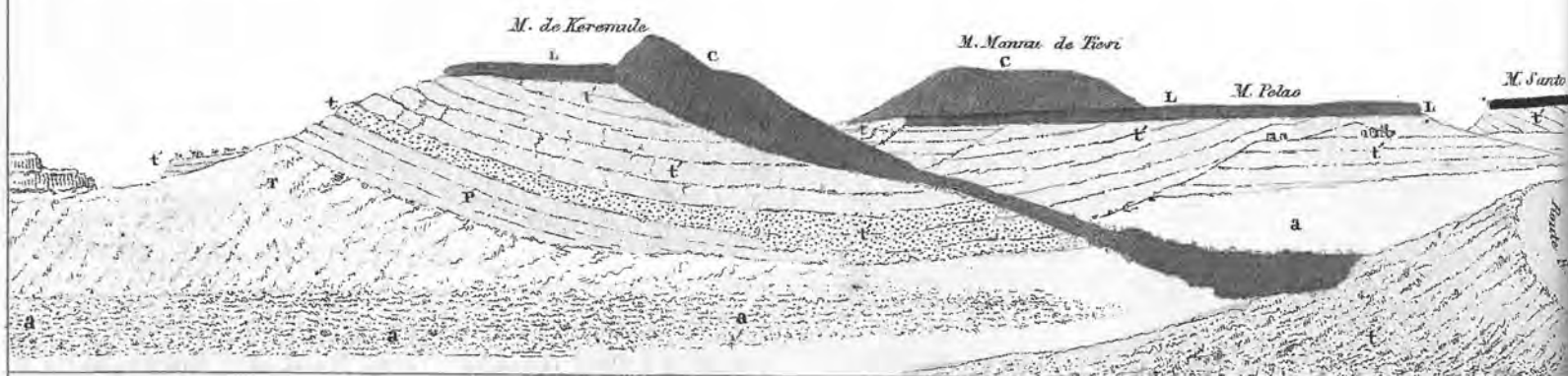



Fig. 3. *bis* Suite de la vue ci dessus

Fig. 4.

M. Tului

Scala Homines de Dorgali

Craig. de Dorgali (M. Aridia)

Golfe de Dorgali

COTE

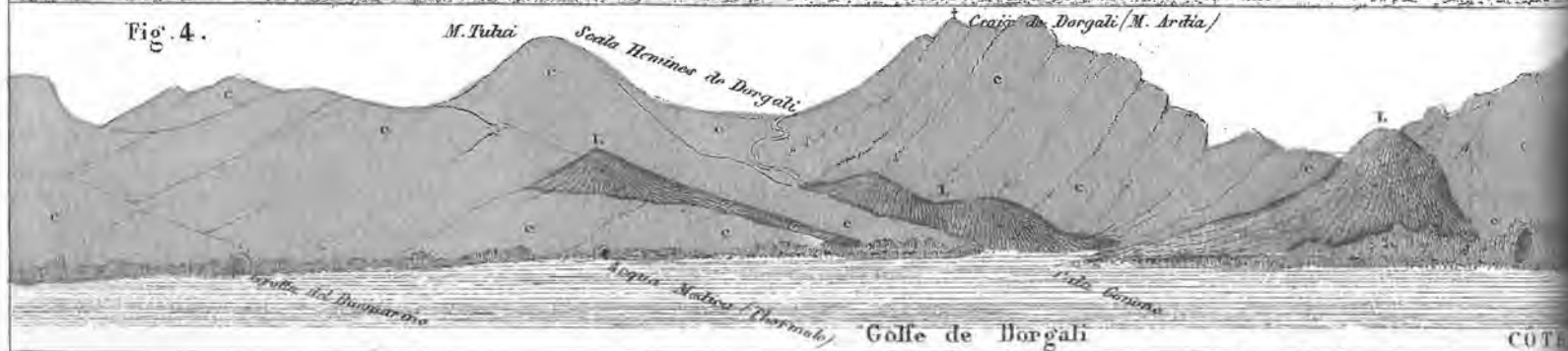
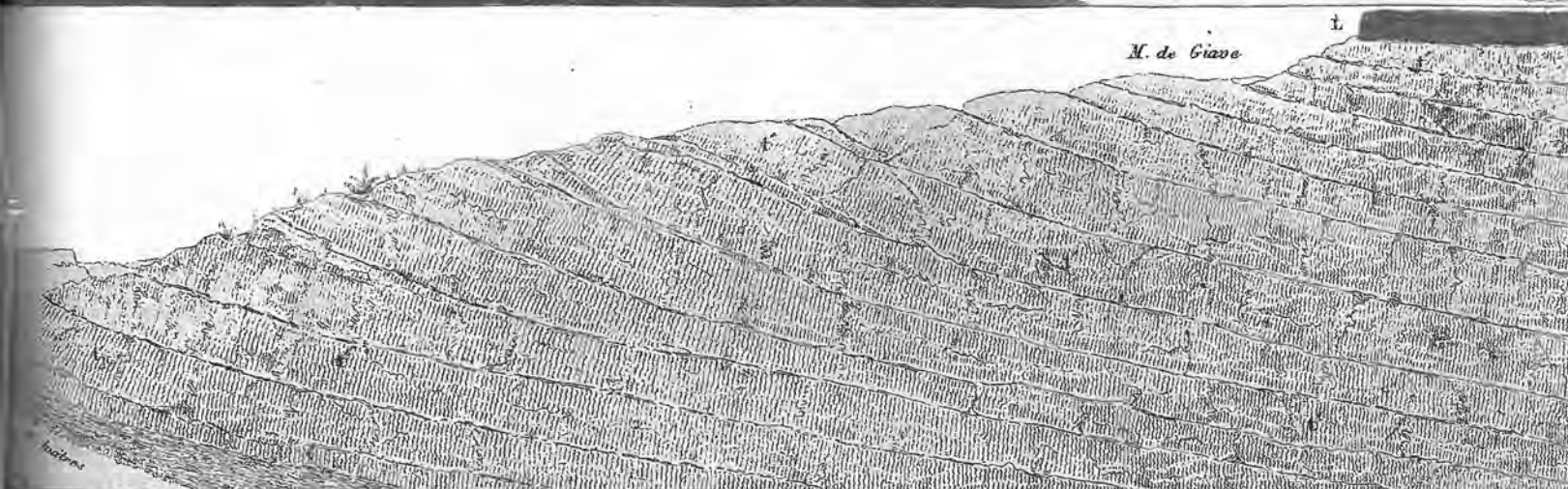
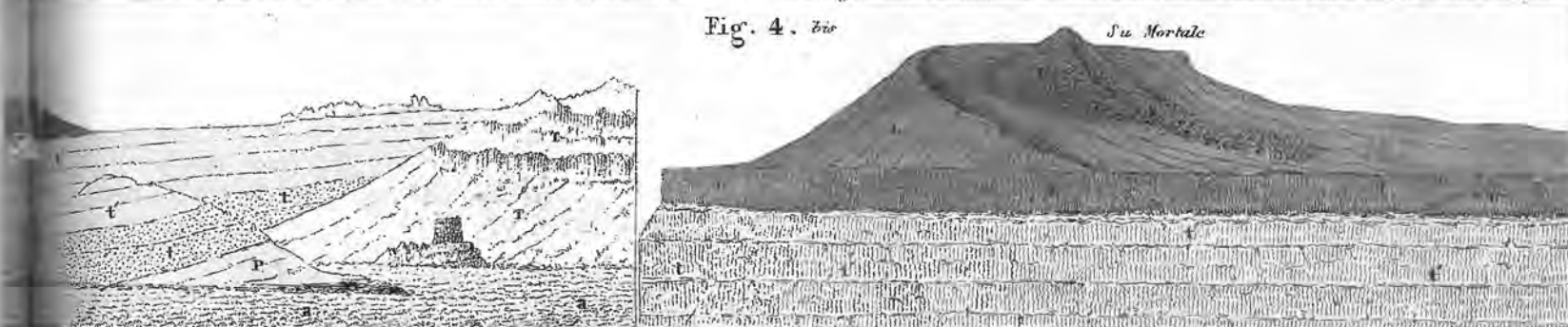
T. Silurien	Dolomie	T. Cretacé (Hyppuritique)	T. Nummulitique	Breche granitique et Nummulitique	T. Subapennin avec debris de Trachyte	Subapennin

Ant. Putzu Falqui inc.

***Tavola VI**. Rappresentazione delle aree vulcaniche sarde - Fenomeni eruttivi delle differenti epoche dell'isola di Sardegna, verificatisi sulle coste e nell'interno, dalle trachiti antiche sino agli ultimi crateri estinti.*

LEGENDA: terreni siluriani; dolomie; t. cretacei; t. nummulitici; breccia granitica e nummulitica; t. subappenninici con presenza di trachite; t. subappenninico; t. alluvionali; granito; trachite; tufi pomicei; brecciola vulcanica e fonolitica; lava basaltica antica; scorie basaltiche; crateri estinti con lave e scorie.

Tutta la formazione costituisce una specie di colata di un metro, un metro e mezzo di spessore; i prismi poggiano su una sorta di tufo trachitico grigio-bianco-violaceo a struttura pulvirulenta (*b 3*). In molti punti il tufo contiene frammenti spigolosi di trachite porfiroide, di retinite nera e di altre varietà delle medesime rocce che formano l'isola di San Pietro, ma non vi ho trovato tracce della sostanza nera che costituisce i prismi.

Se dal punto in cui si trovano le cave, nella parte più settentrionale della cinta muraria, si esce dalla porta nord e si segue la riva del mare fino alla località chiamata *La Punta*, si osservano generalmente le medesime rocce lungo il versante orientale delle colline vicine, verso la costa.

Lo stesso tipo di terreno costituisce anche il suolo dell'*isola Piana*. Quest'isolotto piatto, come dice il nome stesso, è costituito da una specie di colata di roccia trachitica porfiroide rossastra, anch'essa nera e prismatica nella parte inferiore; si trova sovrapposta a un tufo bianco polverulento che contiene, come a Carloforte, frammenti di trachite e di retinite nera punteggiata di bianco; ma essa stessa viene attraversata da filoni di retinite contenente anche cristalli feldspatici bianchi: ciò dimostra che la retinite, come le trachiti porfiriche, sono apparse in varie riprese.

Rocce dello stesso tipo si ritrovano anche sulla vicina riva della Sardegna, a *Portoscuso* ed anche nell'isola di Sant'Antioco, come diremo tra poco, e mostrano gli stessi passaggi della trachite porfirica superiore al tipo prismatico.

Tutto all'intorno, cioè nelle altre località dell'isola di San Pietro, la roccia trachitica mostra un aspetto diverso di struttura e di giacimento. Questo ci porta a pensare che la trachite della fortificazione di Carloforte, come quella dell'isola Piana e della Punta, debbano la proprietà di dividersi in prismi e di assumere un aspetto quasi vetroso esclusivamente ad una causa locale, che probabilmente si spiega con un raffreddamento della pasta in fusione avvenuto più dal basso in alto che viceversa: ciò potrebbe essere avvenuto nel punto in cui la colata si doveva estendere sul tufo, che qui era probabilmente coperto dall'acqua del mare.

Per avvalorare questa ipotesi, se invece di percorrere la costa orientale dell'isola di San Pietro da Carloforte alla Punta ci si allontana dal paese verso ovest e si passa dal centro dell'isola, non si osserva più la trachite porfirica che si divide inferiormente in prismi e che cambia colore, ma la si vede assumere una struttura omogenea in tutto lo spessore della formazione: ciò fa ritenere che qui non sia avvenuto lo stesso raffreddamento che si è verificato nelle località precedenti; in altri termini, si potrebbe pensare che questo strato trachitico si sia raffreddato più lentamente dall'esterno verso l'interno, dato che la colata non aveva proceduto verso punti bagnati dal mare, ma sul tufo che era già emerso.

Al centro dell'isola di San Pietro si trova un rilievo, detto *Guardia dei Mori*, che ne rappresenta il punto più alto e dove io sistemai il mio segnale trigonometrico, a 214 m di altezza. Qui la trachite non differisce per nulla da quella di quasi tutta la Sardegna: si compone cioè di due strati pressoché distinti. Quello inferiore è, a dire il vero, un vero e proprio tufo biancastro, spesso disposto in strati paralleli, che contiene frammenti squadrati di roccia trachitica porfirica e di trachite pura, identica a quella della formazione coprente. Vi si trovano anche frammenti di retinite. Lo strato superiore è costituito da una roccia più dura, più omogenea e più cristallina, che in qualche punto assume la struttura di porfido e passa attraverso segni impercettibili allo stato già visto a Carloforte. Così come lo strato inferiore tufaceo mantiene generalmente le proprie caratteristiche, quello superiore varia da un punto all'altro di consistenza e di colore: si può affermare però che questa roccia, presa nel suo insieme, non è altro che porfido trachitico che passa a volte ad una trachite ben definita, altre all'argilolite; in genere contiene cristalli di riacolite e passa spesso alla retinite nera. Qualche volta sulla sua superficie si osservano delle cellule allungate tutte nello stesso senso (quello della pendenza) sino ad assumere l'aspetto di una colata.

Verso ovest, non lontano dalla Guardia dei Mori, nei pressi della casa di campagna di un certo signor Mongiardino, la trachite è attraversata da un potente filone di manganese giacente in ganga di quarzo (*b 4*). Non so se il filone sia stato sfruttato dopo la mia visita nel 1834: io lo avevo sconsigliato, data l'abbondanza di quarzo associato al manganese.

Proseguendo la strada verso ponente in direzione de *Il Becco*, ben presto si giunge ad una località non lontana dal mare, conosciuta localmente per la presenza di un diaspro la cui decomposizione produce delle terre colorate gialle e rosse (*b 5, 6*). Infatti il diaspro vi si trova in queste due colorazioni; è fortemente impuro ed a strati: il che fa supporre che in origine fosse una roccia stratificata, in seguito modificata ed inclusa nella trachite.

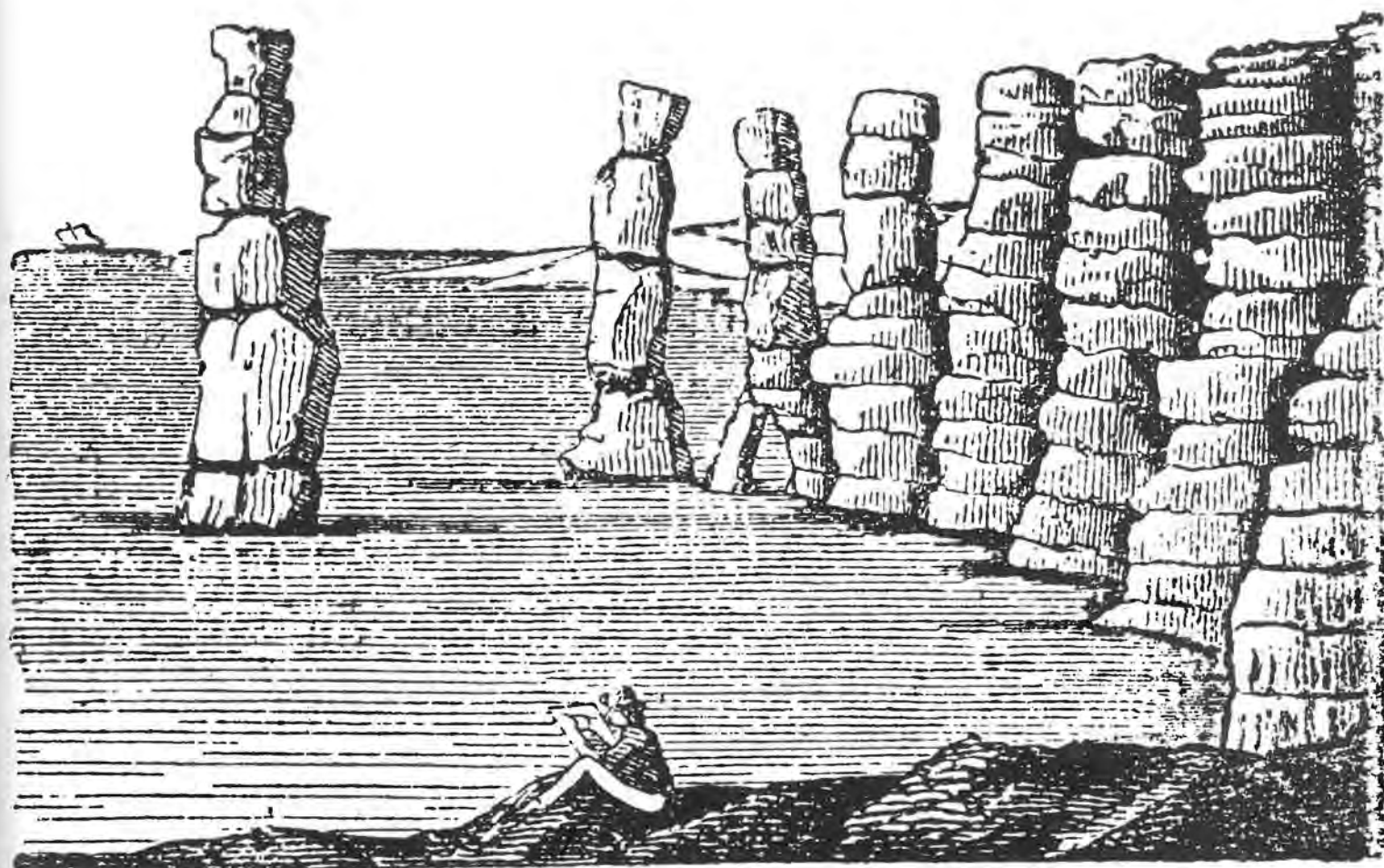
Procedendo da questo punto verso il nord dell'isola, si osserva la trachite assumere via via una struttura maggiormente porosa; nei pressi dell'antica *tonnara di Cala Vinagra* diviene una vera e propria trachite grigio-biancastra, mentre in altri punti appare di colore verde chiaro con numerosi cristalli bianchi di feldspato cangianti ed anche opalini (*b 7, 8*). Se si procede invece verso l'estremo sud dell'isola, la roccia passa in modo poco sensibile a una trachite cinerino-giallastra, grossolanamente stratificata, che vicino al mare si divide in senso verticale in grossi prismi informi che hanno dato al luogo il nome di *Capo delle Colonne*. Sono delle formazioni a forma di colonne verticali, molte delle quali ora sono isolate e battute dai marosi, testimoniando così l'esistenza di un'antica falesia che probabilmente giungeva fin lì. Sulla falesia attuale, invece, si estraggono pietre. Ecco *(nella pagina a fianco)* una veduta della località.

Si tratta di trachite giallo-grigia con alcuni cristalli di feldspato vitreo (*b 9*); la struttura è scabra e la frattura molto concoide o a scaglie: se viene colpita dal martello è molto sonora e ci ricorda alcune varietà della *masegna* dei Colli Euganei. Questa pietra viene utilizzata per fare lastre per pavimenti di magazzini e di vestiboli ed anche per la pavimentazione delle strade e dei marciapiedi; se però è esposta molto agli agenti atmosferici si erode facilmente nel giro di pochi anni ed inoltre non resiste molto al passaggio dei cavalli e dei carri. Sembra addirittura che venga esportata, dato che ne ho visto delle lastre sulla spiaggia di Stora, in Africa, portate in barca proprio dall'isola di San Pietro.

Se dalle Colonne si prende il sentiero che porta a Carloforte passando per *I Pescetti*, deviando leggermente verso ponente, si può visitare, a mezzo miglio dalla costa, una località il cui suolo è ricoperto dai ciottoli calcarei già ricordati nel capitolo V.

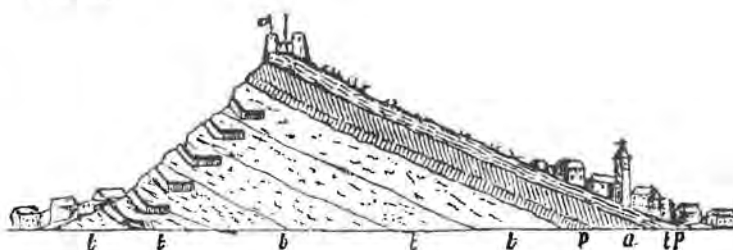
Se il geologo, lasciata questa località, continua il cammino verso Carloforte lungo la costa e se ne discosta di qualche centinaio di passi, giungerà dove il terreno diviene maggiormente montuoso e tormentato; qui, in una specie di burrone scavato nel porfido trachitico, avrà la possibilità di osservare un filone, o meglio una vena, costituita da roccia in rilievo, visibile anche da lontano e che si differenzia da quella sulla quale è immessa. Essa è formata da retinite porfirica verdastra con macchie di bianco sporco, che contiene cristalli di feldspato bianco (*b 10*): le macchie hanno una forma allungata e si confondono nella pasta verdastra mostrando un confuso miscuglio di materiali di colori diversi, forse risalente all'epoca in cui i materiali stessi si trovavano allo stato fluido, probabilmente igneo. Questa roccia finisce per dar luogo ad un vero e proprio conglomerato di retinite perlacea che a volte contiene frammenti di trachite di vario tipo e cristalli molto grossi di granato rosso (*b 11*).

Tutto ciò ci porta a credere che il conglomerato si sia formato a secco e sia dovuto all'introdursi della retinite nella massa trachitica. La retinite mostra numerose varietà (*b 12*), fino a passare all'ossidiana verdastra a frattura concoide (*b 13*), rinvenuta a breve distanza dal filone. Infine, nella pianura nei pressi dello stagno, dove si trova la *torre Vittorio*, prima di entrare a Carloforte, la roccia trachitica passa ad argilolite compatta, violacea o grigio-chiara, di cui è impossibile enumerare le infinite

Fig. 80

varietà (*b 16, 17, 18, 19*). Questa poi passa in modo poco sensibile a quel porfido trachitico, prismatico in corrispondenza della base, con il quale abbiamo iniziato l'enumerazione delle rocce che costituiscono il suolo dell'isola di San Pietro.

Riassumendo, possiamo affermare che la piccola isola è costituita unicamente da rocce trachitiche, che in genere si distinguono in due varietà ben distinte: quella inferiore, brecciforme e tufacea, e quella superiore, porfirica con aspetto di colata. Sebbene, a voler essere precisi, di rocce veramente stratificate vi siano solamente i diaspri della parte occidentale, l'inclinazione della trachite sembra rivolta generalmente al N, N-E di 25° con una direzione da E, S-E a O, N-O.

Sant'Antioco. L'isola di Sant'Antioco, leggermente più vasta della precedente, con le sue 37 miglia geografiche di perimetro, è separata dal continente sardo da un canale che taglia l'istmo: un ponte sul canale la unisce alla terraferma, in modo che quella di Sant'Antioco è più una penisola che una vera e propria isola: la chiameremo indifferentemente isola o penisola. La parte settentrionale ed anche una buona parte della superficie sono costituite dalla stessa trachite di San Pietro: vi si trovano le stesse rocce porfiriche brune e rossastre, con una maggiore consistenza ed una maggiore presenza di cristalli alla base: come quelle sono suddivise in prismi nel punto di contatto col tufo trachitico sottostante. La roccia prismatica è molto ben visibile presso il forte che domina il villaggio di Sant'Antioco: dà corpo ad un monticello, crivellato lungo il versante occidentale da numerose grotte sepolcrali romane,

Fig. 81

tttt, tufo trachitico bianco, pulvirulento, contenente frammenti spigolosi di trachite porfirica e di retinite; *p*, parte inferiore della colata trachitica, che si divide in prismi nel punto di contatto col tufo e assume l'aspetto di ossidiana; *a*, argiolite bruno-nerastra; *tp*, trachite porfirica rosso-bruna con vacuoli allungati, identica a quella di Carloforte. La collinetta è sormontata da un forte attualmente abbandonato, sotto il quale si vedono le antiche tombe scavate nel tufo; l'abitato si estende in parte ai piedi di questo rilievo.

divenute dimora per le famiglie delle classi meno abbienti. Ne riporto uno schizzo tracciato alla svelta dall'amico De Vecchi nel 1847.

Nella trachite porfirica *tp*, a nord del paese, si osservano le cave da cui i romani estrassero un'immensa quantità di blocchi a forma di parallelogramma che servirono loro per la costruzione dei grandi edifici e dei templi dell'antica *Sulcis*. Le rovine di questa città si trovano infatti nella stessa Sant'An-

tioco; la sua fondazione risale al periodo dei fenici.

Non lontano dal paese, cioè a un'oretta di strada verso *Calasetta*, si trova una cima isolata chiamata *Scrocamanna*, sulla quale sistemai a suo tempo il mio segnale trigonometrico: essa non mostra altro che rocce del tipo che abbiamo descritto fino ad ora. Anche a Calasetta la trachite porfirica ha alla base struttura prismatica.

Esaminando questi terreni si è portati a credere che l'emissione di materia biancastra pulvirulenta e priva di consistenza abbia preluso all'apparizione delle rocce trachitiche che la ricoprono come una colata; ma se da un lato la costante sovrapposizione delle colate sul tufo non lascia alcun dubbio sulla priorità di quest'ultimo, dall'altro i frammenti aguzzi della trachite stessa e della retinite, che avviluppa spesso il tufo, ci provano che al momento della formazione esso poteva essere liquido più o meno come lo è l'acqua del mare; ma le deiezioni di trachite e di retinite ebbero luogo prima che acquisisse una certa consistenza. I prodotti delle prime eruzioni laviche furono subito spostati, fratturati e rimaneggiati da una causa sconosciuta che è, molto probabilmente, la stessa che polverizzò la materia cinerina che costituisce il tufo: ciò dimostra il verificarsi di grandi movimenti sia all'interno della terra, da cui uscirono le varie sostanze, sia nel liquido che le ricevette allo stato di materiale incoerente e frammentato. Di conseguenza dovette passare un certo periodo di tempo prima che il tufo brecciolare si sia potuto ammassare e consolidare in strati paralleli, per poter poi essere in grado di sostenere il peso della trachite, sparsa su di esso come una colata.

I diversi modi di raffreddamento che si possono immaginare sulla base della presenza o dell'assenza di partizione prismatica alla base di questa roccia essenzialmente trachitica e di un suo passaggio ad ossidiana mi portano a credere che essa, all'epoca in cui si sparse come lava sul tufo, dovesse già avere subito un notevole cambiamento di posizione in numerose zone allora occupate o appena abbandonate dall'acqua del mare. Di conseguenza, quei punti in cui la pasta ancora fluida della trachite porfirica si sparse sul tufo già emerso subirono un raffreddamento più lento a partire dalla superficie, per estendersi gradualmente alla parte interna dello strato; mentre nei punti dove la colata si imbattè nell'acqua che ancora sommergeva il tufo, il raffreddamento avvenne in senso inverso e si produsse una contrazione quasi subitanea della materia nel suo punto di contatto, cioè nella parte inferiore della colata: ecco quindi il graduale passaggio della roccia ad una specie di ossidiana e la sua suddivisione in prismi.

Tutta la zona di Sant'Antioco compresa tra l'abitato e l'antica *tonnara di Cala Sapone*, così come il centro della penisola, sono essenzialmente costituite da queste due rocce, a parte qualche propaggine di grès quaternario e di dune di sabbia giallastra, già ricordate nel capitolo IX. A Cala Sapone si riscontra la frammentazione prismatica nella parte inferiore della formazione trachitica che si sovrappone al tufo: le due rocce sono inclinate, ma non ripetono la stessa direzione di quelle di San Pietro: qui sono dirette da O, N-O verso E, S-E e sono inclinate di 18° a N, N-E.

Grotte dei Colombi. Torniamo ora sui nostri passi e partiamo nuovamente dall'abitato di Sant'Antioco in direzione della zona di Perdas de Fogu, di cui si è già parlato nel capitolo V. All'inizio troviamo delle colline molto elevate costituite dalla trachite cui abbiamo accennato; quando però si giunge quasi all'altezza dell'istmo, che rimane di fianco, sulla destra, alla base delle colline trachitiche, si può osservare un terreno che presenta immediatamente un aspetto mammellonare e maggiormente elaborato rispetto a quello dei monti contro i quali si trova addossato. Qui si trovano le grotte *dei Colombi*, molto interessanti dal punto di vista geologico per le numerose sostanze che contengono e che ricordano quelle di certe località dell'Ungheria. Queste grotte sembrano essere state in parte scavate da mano umana, e forse in origine non erano altro che antiche cave da cui si estraeva la perlite che abbiamo visto impiegata in luogo della pozzolana in tutte le costruzioni romane dell'antica Sulcis e delle località circostanti: l'erosione atmosferica avrà fatto il resto; d'altra parte gli agenti atmosferici agiscono con facilità su una materia friabile e salina, quale è quella nella quale le grotte sono scavate.

Esse sono appaiate o addossate l'una sull'altra in modo disordinato: sono alte dai 12 ai 15 metri e le pareti interne hanno uno strapiombo molto pronunciato in numerosi punti; altre volte si internano per 20-30 metri nella montagna, ma siccome questa è formata da un agglomerato di blocchi abbastanza voluminosi uniti da materia friabile che si decompone mettendoli a nudo, ne consegue una certa pericolosità per coloro che vi entrano per trovare riparo dalla pioggia o dalla calura. Questo non impedisce che, nella stagione calda, rappresentino la dimora del bestiame grosso che, secondo le usanze locali, erra per la campagna.

La perlite che costituisce quasi tutti i blocchi e le pietre del conglomerato mostra un così grande numero di varietà da renderne impossibile una descrizione completa. Ogni pezzo porta tracce evidenti di stratificazione, o almeno le tracce di una antica colata orizzontale, con vacuoli allungati in direzione univoca. Qualcuna delle pietre passa anche alla pomice, mentre non mi è riuscito di trovare la perlite a falde, cioè nel posto originario, ma l'ho rinvenuta solo in masse informi, spesso spigolose, in blocchi di ogni grandezza, tali da mostrare una grande distruzione ed un grande disordine.

Di solito il colore è grigio-piombo (*b 21, 22, 23*) che spesso cambia in rossastro: qualche blocco è formato da un impasto omogeneo, mentre altri, al contrario, sono evidentemente stratificati e tempestati di sferoliti ricchi di tubercoli in superficie e all'interno raggiati dal centro alla circonferenza (*b 24, 25*).

Contiene anche sottili lamine di feldspato-ortosio bianco di struttura vitrea e piccoli cristalli di mica bronzata che, come afferma il Délesse, sono disposti nel senso della schistosità della roccia.

Tra le varietà della roccia schistoide ce n'è una dagli strati così sottili che la perlite si alterna con la materia cinerina più di 15 volte in blocchi dello spessore di un pollice (*b 26*). Proprio negli spazi tra le due sostanze fogliettate si sono sviluppati i cristalli di mica bronzea, o 'ramata', come la chiama il Délesse.

I blocchi e i ciottoli di perlite sono presenti in ogni forma e dimensione e sono così mischiati tra loro che è impossibile trovarne due affiancati che abbiano la stessa pasta o la stessa struttura o lo stesso colore, quantunque mostrino evidenti segni di appartenenza ad una massa un tempo omogenea, colata o depositata in senso orizzontale.

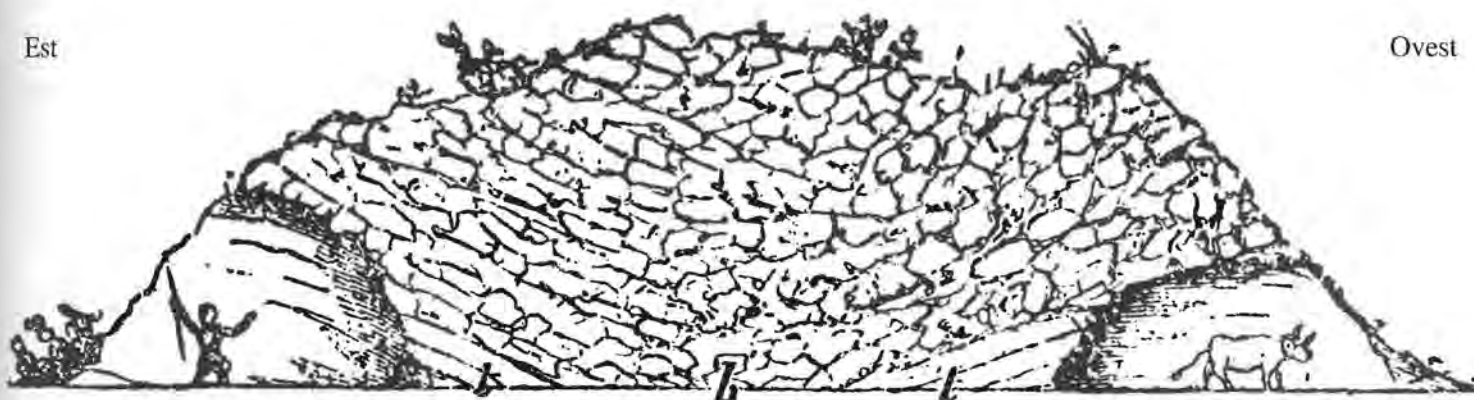
Il cemento che unisce tutti questi blocchi è una sostanza cineriforme di un rosso-pallido tendente al rosa ed è la stessa che separa le fogliettature della perlite schistoide di cui parlavamo; è anche la stessa che colma i vacuoli della perlite rigonfiata. Questa sostanza è friabile ed estremamente salifera (*b 27*), di modo che, quando ne viene staccato un pezzo da molto esposto all'aria, appare ricoperta da cristalli efflorescenti di vari tipi di sali, che sono ancor più avvertibili quando se ne tocca un frammento con la lingua.

Il fatto di trovare negli strati e nei rigonfiamenti della perlite la medesima sostanza cinerina che costituisce la materia di coesione della breccia mi spinge a ritenerla contemporanea alla formazione dei successivi strati della perlite che sarebbe stata sparsa, spezzata e cementata sul medesimo luogo della prima apparizione. Sembra dunque che la fluidità ignea abbia provocato la formazione della perlite omogenea e che la fluidità acquea abbia concorso alla formazione della perlite schistosa ed alla penetrazione della sostanza cineriforme nella massa della perlite stessa. La perfetta regolarità dei sottilissimi strati della perlite schistosa fa supporre che mentre questa roccia era in formazione il materiale cineriforme fosse per così dire inattivo e che si depositasse pressappoco orizzontalmente: l'inattività dovette però ben presto lasciare il posto ad un movimento imprevisto che spezzò tutta la perlite già deposta e probabilmente già raffreddata. Allora a spese dei frammenti si formò la breccia, men-

tre essi stessi furono avviluppati nella materia pulvirulenta e salina, sviluppata su una scala più vasta che in precedenza.

Il conglomerato di perlite poggia sullo stesso tufo biancastro e frammentato che ho già fatto notare alla base di tutta la formazione trachitica delle isole di San Pietro e di Sant'Antioco. Ma la stratificazione del tufo che mi è sembrato di individuare alla base del conglomerato delle grotte è molto interessante. Avendola osservata in quella che volge ad est, ho notato gli strati inclinarsi di 20° verso ovest; mentre, dopo aver attraversato il rilievo in direzione E-O ed essere passato sopra il tetto delle grotte, osservata una di quelle che volgono verso ponente, distante circa 200 metri dalla precedente, ho notato gli strati del tufo sottostante inclinarsi in senso opposto, cioè verso est, con lo stesso angolo di 20° - 30°; sicché gli strati del tufo trachitico sotto il conglomerato di perlite formavano una specie di V. Ciò potrebbe alludere ad un abbassamento locale del suolo tufaceo preesistente, nel mezzo del quale sia avvenuta l'emissione del materiale perlitico e della sostanza cinerina che funge da cemento del conglomerato.

Fig. 82

Grotte dei Colombi

t, tufo trachitico inferiore; *b*, conglomerato di perlite o brecciola.

L'ottima relazione del Délesse a proposito delle rocce delle grotte dei Colombi di Sant'Antioco, delle quali io gli avevo dato notizia, ci fa sapere che, se da un lato le retiniti e le perliti di cui si parlava hanno una incontestabile origine ignea, dall'altro sembra che l'acqua contenuta da queste rocce non debba attribuirsi né ad una decomposizione né ad una pseudomorfosi, ma sarebbe originaria. Riferendosi alla sostanza cinerina dalle duplici funzioni lo stesso scienziato dice trattarsi del risultato dell'alterazione della retinite perlata ottenuta dall'azione del calore; ma i sali alcalini di cui è impregnata dovrebbero provenire dall'evaporazione dell'acqua marina.

L'opinione del geologo francese si trova in perfetto accordo con ciò che io stesso ho avuto modo di osservare durante l'ispezione nei luoghi interessati e, in seguito, durante gli studi eseguiti sulle varie sostanze che compongono i conglomerati di cui ci occupiamo attualmente: cioè le sostanze che formano il terreno delle grotte provengono dalle azioni congiunte del fuoco e dell'acqua del mare. Per il resto ricorderò al lettore ciò che avevo già detto molto tempo fa a proposito della suddivisione prismatica della base delle formazioni trachitiche di Carloforte e di Sant'Antioco, facendo osservare che il sottile strato di sostanza rosa sulla superficie dei prismi sembra corrispondere alla materia rossa cinerina dei fili di questo colore che si trovano nella perlite stratificata ed a quella che avviluppa i blocchi delle grotte dei Colombi.

Prima di abbandonare l'isola di Sant'Antioco non si può fare a meno di ricordare la presenza di un tipo di roccia che non sono riuscito a trovare nel posto di origine, nonostante le lunghe ricerche basate sulla sicurezza di poter pervenire ad un ritrovamento proprio in questi luoghi. Ogni volta che, in un largo arco di anni (vi sono stato almeno otto o dieci volte tra il 1820 e il 1852), mi sono recato nell'isola di Sant'Antioco, ho preso in esame le pietre dei muri a secco degli orti e del campi nei pressi della riva del mare, all'uscita dell'abitato verso sud ed in questi muri ho fatto una buona raccolta di campioni.

Si tratta di una vera e propria retinite, a volte brecciforme, a volte leggermente scoriacea, ora liscia, ora di frattura concoide: il colore varia dal rosso mattone al rosso bruno (*b 28, 29, 30*).

In questi stessi muri ho anche raccolto una pietra proveniente dalle vicinanze (*b 31*): si tratta di una vera ossidiana, trasparente e affumicata, tendente al nero, piena di piccoli cristalli di sferoliti bianchi molto simili a quelli che spesso si trovano nei fondi degli oggetti di vetro. Comunque non dubito che queste pietre, trovate vicino a quelle della retinite rossa, a un quarto d'ora di distanza dalle grotte dei Colombi dove si trova la perlite con sferoliti, non siano un vetro naturale; tanto più che provoca la scintilla con l'acciarino, cosa che non succede col vetro artificiale. Penso che provenga da qualche filone contenuto nella trachite antica che si trova nei dintorni di Sant'Antioco e attualmente nascosto dalle case o dalla vegetazione.

Nella zona di Perdas de Fogu, sempre nella penisola di Sant'Antioco, si trovano delle venature di quarzo-resinite bianco (*b 32*), forse dovute al contatto della trachite antica col calcare cretaceo di *Maladroxa*; o forse risalgono al periodo della formazione del quarzo ialino concrezionato che si trova nei pressi: in questo caso si potrebbe far risalire l'origine del quarzo all'apparizione della trachite anfibolica, di cui si parlerà nel prossimo capitolo XIV.

Da Pixinas al Monte Narcao. Passiamo ora l'istmo che unisce l'isola di Sant'Antioco alla Sardegna: nei pressi del villaggio di *Pixinas*, troviamo in sito la trachite antica. Questa roccia vi mostra tutte le caratteristiche delle trachiti delle isole di San Pietro e di Sant'Antioco: a nord di Pixinas essa si trova sovrapposta allo schisto siluriano. Qui domina il tufo trachitico, ma vi si trova anche la trachite porfirica che costituisce quasi esclusivamente il suolo del paese di *Giba*, dove mostra una colorazione biancastra ed una consistenza pulvirulenta, ma anche segni di stratificazione. In direzione di *Villaperuccio* si riscontrano solamente questi due tipi di roccia trachitica, una

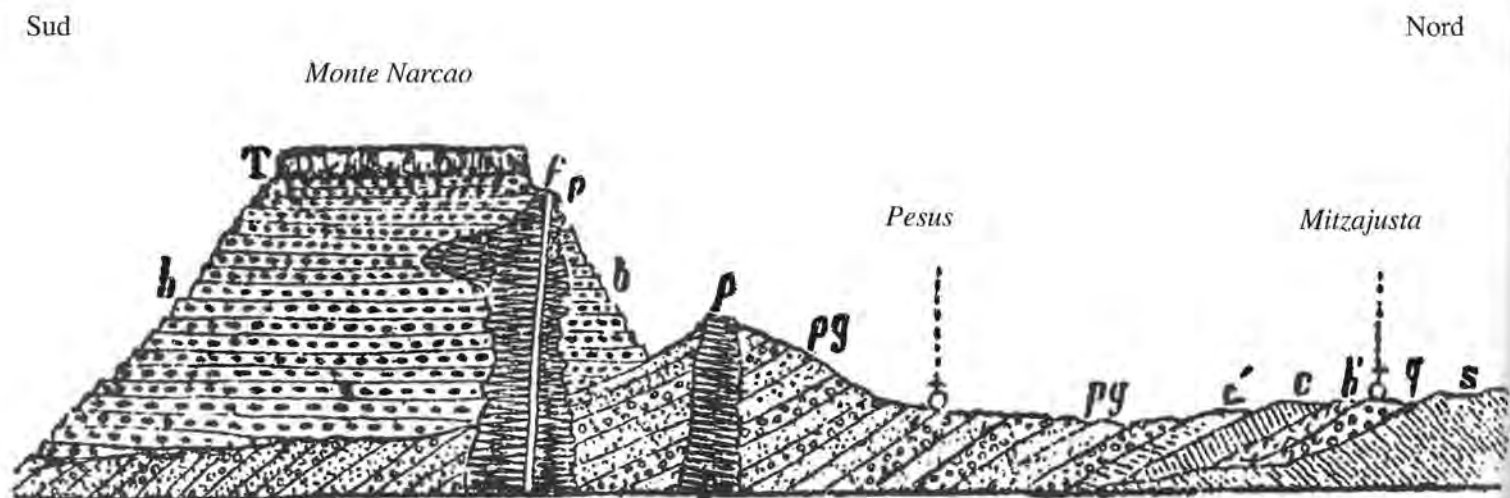
sovrapposta all'altra, ma il tufo brecciolare è maggiormente esteso e si trova sempre sotto la trachite vera e propria.

Il genere di trachite porfirica che copre i *Monti Narcao*, *Essa* e *Murdeu*, a nord di Villaperuccio, ci induce ad inserirla nello stesso genere di quella di Sant'Antioco, anche se la sua giacitura è molto differente da quella della trachite dell'isoletta e del territorio tra Giba e Pixinas.

Essa si mostra sotto forma di colate orizzontali o leggermente inclinate, sovrapposte ad una specie di brecciola anch'essa trachitica, disposta in banchi regolari tra loro paralleli, la cui stratificazione coincide perfettamente con il piano della trachite sovrastante; a sua volta la brecciola poggia in stratificazione discordante sul grès e sulla puddinga che costituiscono la parte superiore del terreno eocenico nelle zone di *Villamassargia* e di *Gonnesa*. Nella *Tavola V*, *figura 3*, ho presentato una veduta generale dei tre monti uniti: ora ne riproduco separatamente la sezione schematica di ciascuno.

Ho esitato a lungo sulla classificazione dell'età geologica da assegnare a questi tre monti e soprattutto all'area della brecciola stratificata che ne costituisce la massa principale. Avrei voluto fare riferimento al periodo dell'apparizione delle trachiti anfiboliche e fonolitiche; ma altre considerazioni, e soprattutto il tipo di trachite che copre la brecciola, simile a quella di San Pietro e di Sant'Antioco, mi hanno indotto ad inserire queste serie di banchi paralleli nella categoria delle trachiti antiche, senza avere comunque la certezza che ciò sia perfettamente esatto.

Il Monte Narcao è il maggiore dei tre ed è anche il più alto, dato che raggiunge i 486 m: la cima è costituita da una trachite porfirica violacea con macchie bianche (*b 33*); è leggermente porosa con vacuoli oblunghi in direzione univoca, in modo da assumere i caratteri di una colata. Sebbene la superficie della cima mostri notevoli depressioni, in generale può definirsi piana. La massa trachitica passa nella parte inferiore a trachite terrosa, cioè ad argillòfiro, come a San Pietro ed a Sant'Antioco; qui, però, invece di poggiare sul tufo cineriforme con frammenti di trachite e retinite, sovrasta dei banchi molto regolari di conglomerato (o brecciola) costituito da pezzi delle più svariate forme e grandezze. Fra questi i più numerosi sono quelli di trachite porfirica, ma se ne trovano anche di granito, di quarzo e di rocce siluriane, forse rimaneggiate, provenienti dalla decomposizione delle puddinghe eoceniche, sulle quali la brecciola si adatta in stratificazione discordante, come indica chiaramente la sezione qui sotto.

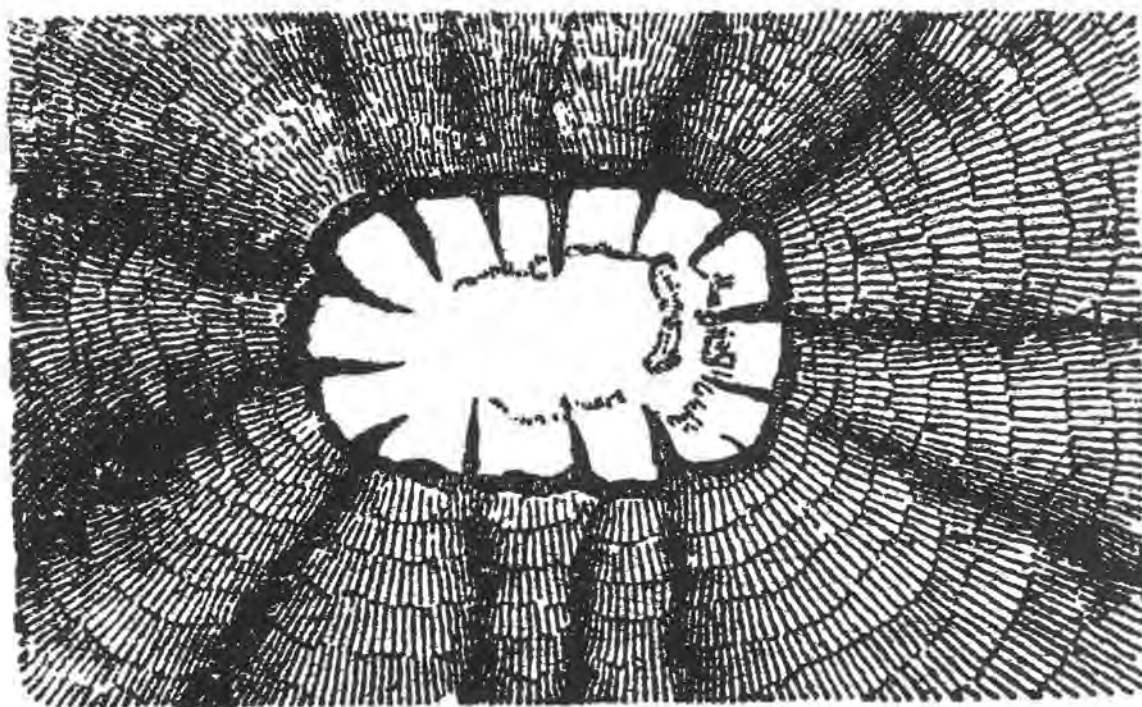
Fig. 83

s, terreno siluriano; *q*, puddinga quarzosa; *b'*, breccia calcarea; *e*, calcare giallastro; *c'*, calcare bituminoso; *pg*, puddinghe e grès eocenici; *b*, brecciola trachitica; *T*, trachite porfirica; *p*, roccia peridotica nera e fonolitica; *f*, filone di quarzo-resinite bianco.

Per il geologo che cerca di impadronirsi dei segreti della natura è curioso ed imbarazzante osservare che nella stessa brecciola (*b 34*), oltre agli abbondanti frammenti di trachite porfirica simile a quella della massa sovrastante, si trovano anche dei pezzi, arrotondati dal rotolamento, di roccia nera peridotica o fonolitica, che nella sezione qui sopra ho indicato con la lettera *p*: considero questa roccia come la più recente di tutto il gruppo.

Questo particolare mi spinge a pensare che in questa zona della Sardegna, come anche in altri del continente e soprattutto dove si osserva la serpentina, la sostanza di cui si tratta sia comparsa in diverse epoche, in modo che possiamo scegliere se assegnare la brecciola del Monte Narcao al periodo della comparsa in Sardegna delle trachiti anfiboliche (ed allora la trachite porfirica che la ricopre in masse parallele agli strati non sarebbe contemporanea a quella dell'isola di San Pietro e di Sant'Antioco e, nonostante la sua perfetta rassomiglianza con quest'ultima, avrebbe una origine diversa e in un diverso periodo), o di inserire, come sto proponendo, la trachite porfirica del pianoro superiore di questa montagna nella categoria delle trachiti antiche, come la brecciola (*b 34*) che ricopre; sono quindi costretto ad ammettere due diverse apparizioni della roccia nera fonolitica: una ha generato i ciottoli incontrati qua e là, immessi nella brecciola assieme a quelli trachitici, mentre l'altra ha dato origine alla massa di roccia nera peridotica che ha attraversato dal basso verso l'alto il terreno eocenico e la stessa brecciola. Di questa seconda roccia parleremo nel capitolo XIV. (Ho visitato almeno sei volte questa curiosa montagna, dove ho anche portato De Vecchi nel 1847: mi ci apprestavo a compiervi una ulteriore escursione nel 1855, quando ricevetti nuove notizie da parte del Giordano, attualmente ingegnere minerario nell'isola, che vi si era recato su mio invito, per poter dissipare ogni dubbio al riguardo. Le sezioni ed i numerosi campioni forniti da questo abile e coscienzioso osservatore sembrano provare che

la brecciola del Monte Narcao e degli altri due vicini contiene realmente dei ciottoli di questa roccia nera, che altre considerazioni mi portano a ritenere la roccia sollevante e posteriore alla massa dei tre monti stessi).

Il piano superiore del Monte Narcao ha uno spessore che va dai 6 ai 10 metri in direzione N-O, e si può raggiungere solo da questo lato; negli altri lati, e soprattutto a S, S-E, mostra pareti verticali alte più di 30 metri che, fra l'altro, sono tagliate da profondi crepacci verticali che da lontano sembrano pareti di una fortezza naturale basaltica; sono fessure in direzione del centro dell'altopiano, perpendicolari alla superficie esterna di questo bastione isolato, piuttosto che vere e proprie colonne prismatiche. Ecco la veduta dell'altopiano, ripresa dall'alto, nella quale è disegnata approssimativamente la direzione dei crepacci.

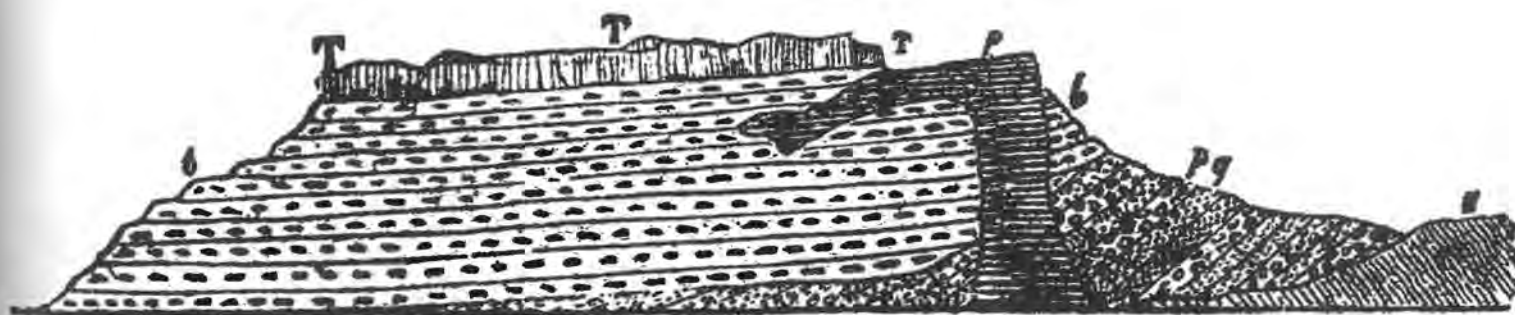
Fig. 84

Monte Essa e Monte Murdeu. La struttura geologica del Monte Essa non è altro che la copia di quella del Narcao, cioè è rappresentata da brecciola trachitica in banchi paralleli, ricoperta da un mantello di trachite porfirica: solo la colorazione di quest'ultima è più rossa di quella della trachite superiore del Narcao (*b 35*). La differenza sostanziale tra i due monti pure così vicini è che il pianoro che sovrasta il Monte Essa è alto solamente la metà del precedente e, invece di essere orizzontale, ha una sensibile inclinazione verso S-E; è comunque molto esteso in lunghezza ed in larghezza.

All'estremità nord dell'Essa esiste una specie di filone costituito dalla stessa roccia nera peridotica e fonolitica che abbiamo appena ricordato a proposito del Narcao. Probabilmente la forte inclinazione del pianoro superiore è dovuta proprio alla presenza di questa roccia: forse è apparsa in superficie dal basso in alto e poi si è in seguito riversata sul mantello di trachite porfirica, penetrando negli strati della brecciola. Ne riparlerò comunque nel capitolo XIV e, dato che non voglio anticipare nulla, mi limito a mostrarne una sezione schematica, disegnata dal Giordano nel 1855.

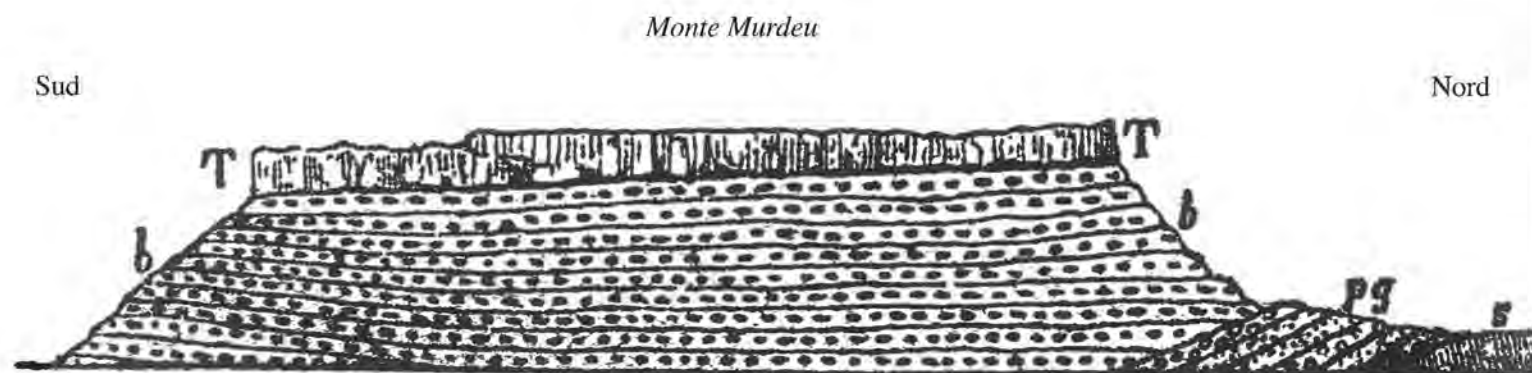
Fig. 85

Monte Essa

Sud

Nord

t, terreno siluriano; *pg*, puddinghe e grès eocenici; *b*, brecciola trachitica; *T*, trachite porfirica; *p*, roccia nera peridotica e fonolitica.

Verso est il Monte Murdeu è separato dal Monte Essa solo da un corso d'acqua proveniente dai monti di *Perdagius* e di *San Nicolò Narcao* e che, oltrepassata *Villaperuccio*, si getta nel mare col nome di *Rio Palmas*. L'unica differenza tra l'Essa e il Murdeu è che il secondo è meno elevato e quasi orizzontale, forse per la mancanza della roccia nera sotto forma di filone, della quale non vi sono tracce apprezzabili. Eccone la sezione trasmessami dal Giordano.

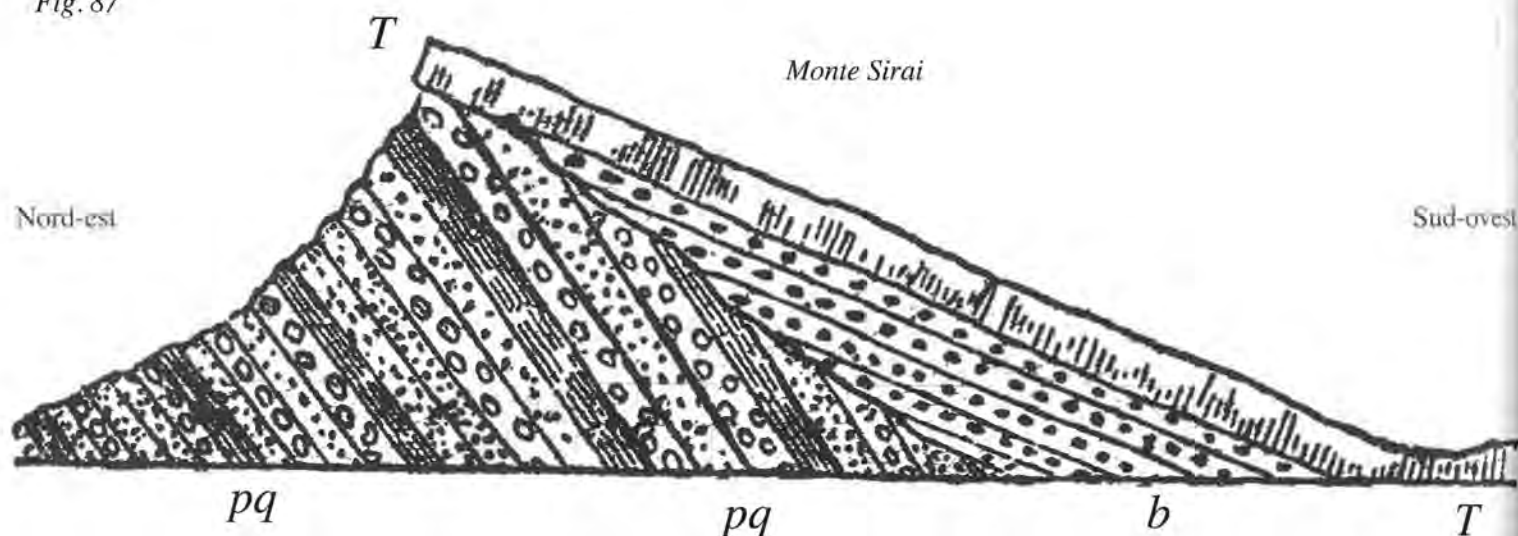
Fig. 86

s, terreno siluriano; *pg*, puddinghe e grès eocenici; *b*, brecciola o conglomerato trachitico; *T*, trachite porfirica.

San Michele d'Arenas. A ovest di Monte Narcao il conglomerato trachitico appare ancora per uno spazio notevole, in cui conserva le stesse caratteristiche mineralogiche; ma le forme dei rilievi che costituisce sono molto diverse: alla sommità non vi è più la formazione di trachite porfirica, ma dei monticelli conici uniti alla base; il più alto e più centrale si chiama *San Michele d'Arenas* e sulla cima si notano le rovine di una cappella dedicata al santo, che ho utilizzato come punto trigonometrico (metri 509 s.m.).

Queste forme singolari, che troveremo anche nelle colline di *Siliqua*, *Serrenti* ed *Osilo*, di cui parleremo nel prossimo capitolo, mi indussero in un primo tempo a inserire il gruppo fra le trachiti anfiboliche e fonolitiche; ma la perfetta uguaglianza di conglomerato con quello dei tre monti Narcao, Essa e Murdeu, di cui è una evidente continuazione, mi ha convinto a classificarlo tra le rocce di questo capitolo. Tanto più che sulla cima del San Michele si trova una roccia pirossenica, o meglio una dolerite simile a quella che avremo occasione di segnalare nel *castello di Villamassargia*. Questo conglomerato continua a mostrarsi nella piana del Sulcis, dalla parte di Villaperuccio, da quella di *Tratalias* ed infine sul *Monte Sirai*.

Il Monte Sirai. Questo, che appare isolato se lo si guarda da est, si inclina leggermente verso ponente, dalla parte del *Flumentepida*; per quanto riguarda la struttura, è una copia del Monte Murdeu, ricoperto com'è da una falda trachitico-porfirica posata su strati concordanti di conglomerato, sempre trachitico, come avviene sul San Michele: a sua volta il conglomerato si sovrappone ai banchi maggiormente inclinati di marna, grès e puddinga eocenica che si immergono verso S-O l'inclinazione dei banchi terziari, invece, è più sensibile da quella degli strati del conglomerato trachitico e della trachite porfirica sovrastante.

Il versante nord della collina è costituito esclusivamente da banchi di terreno eocenico, come quello riscontrabile al nuraghe de sa Saracca, presso Gonnesa, dove pure è ricoperto da

Fig. 87

pq, puddinghe, grès e marna eocenici; *b*, brecciole e conglomerati trachitici con alcuni ciottoli di roccia nera simile al basalto; *T*, trachite porfirica.

roccia trachitica: qui la sovrapposizione è anche più manifesta.

Anche questo disegno in sezione è dovuto all'ingegner Giordano, che su mio invito ha accettato di compiere un'escursione nella zona, dove non mi è stato possibile recarmi di recente, come avrei voluto.

Da Massàcara a Porto Paglia. Verso ovest, nella pianura, la trachite porfirica del Monte Sirai si fonde leggermente con una roccia simile che si trova a *Massàcara*, nei pressi del mare, di fronte alle trachiti dell'isola di Sant'Antioco e che dà origine anche al promontorio di *Piringianu*, dove è parzialmente coperta da grès e da sabbie quaternarie. La stessa cosa accade per il suolo di *Portoscuso*, ricoperto anch'esso da dune sabbiose: la trachite di Portoscuso appartiene prevalentemente allo strato tufaceo inferiore che contiene frammenti di trachite porfirica con nucleoli e venature di retinite nera, cosparsa di cristalli di feldspato bianco (*b 36*).

Sulla strada che corre tra Portoscuso e Gonnesa si osservano al principio solo dune di sabbia giallastra quaternaria che lasciano apparire qua e là la roccia trachitica: ciò avviene quando si è ancora in una specie di piana alla base delle colline di trachite, ma quando queste cominciano ad elevarsi, essa domina senza interruzione fino al nuraghe de sa Saracca, nei pressi di Gonnesa, dove ho già condotto il lettore. La roccia sulla quale poggia il nuraghe e con la quale esso è interamente edificato è una trachite grigia porfirica di colore grigio-violaceo con vacuoli allungati e venature o macchie di retinite nera (*b 37*), sovrapposta ad uno strato più spesso di trachite brecciforme argillosa violacea (*b 38*) che, in un certo senso, sostituisce il tufo: le relative formazioni sembra siano dirette da E, N-E a O, S-O.

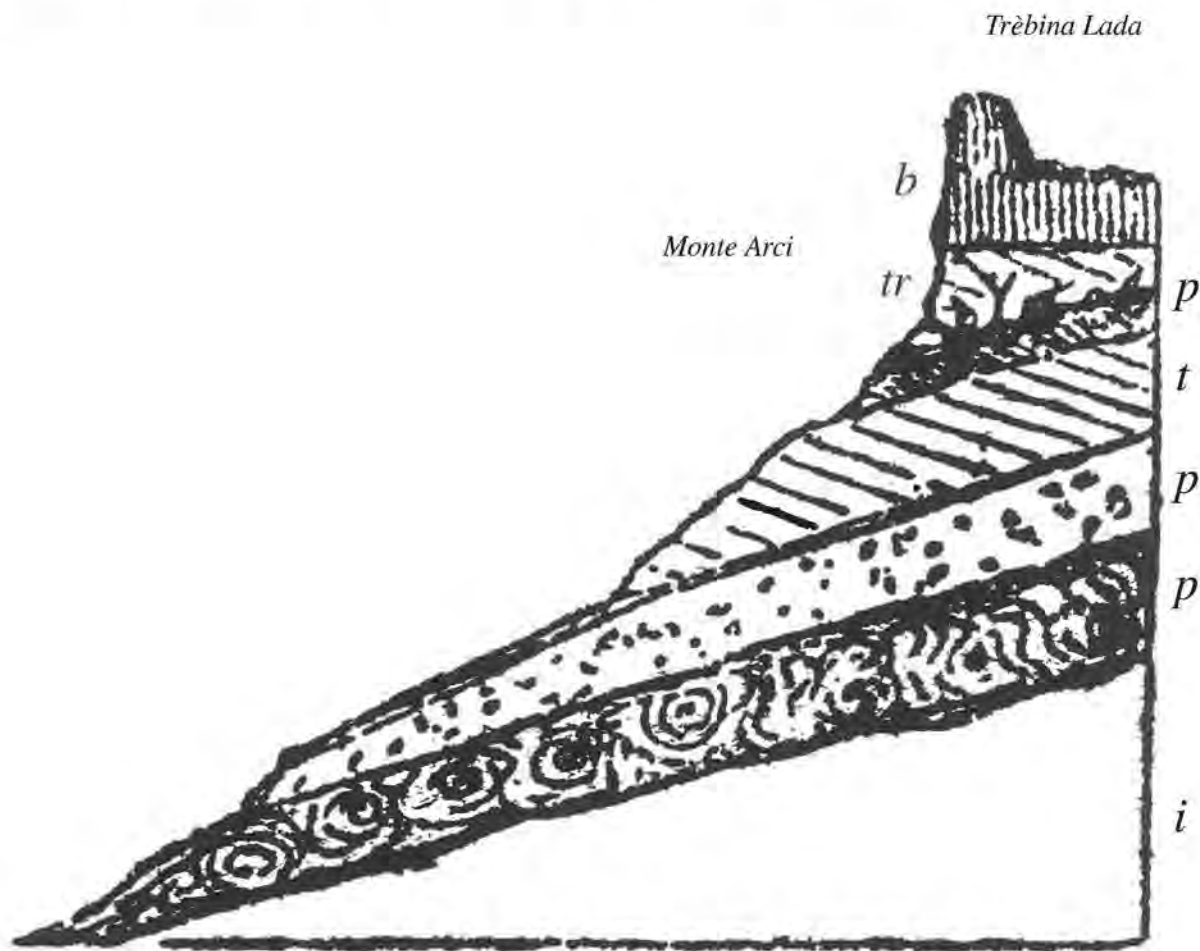
La roccia dello stesso tipo va da Portoscuso fino al *Capo Altano* ed a *Porto Paglia*, oltre il quale sparisce del tutto per cedere il posto ad altri terreni, fino a quando, nella costa occidentale, riappare nei pressi di *Bosa*. Vi è da notare, però, che avremo occasione di osservare una formazione di tufo pomiceo fra Capo Altano e Bosa, cioè alla base occidentale della cresta del Monte Arcuentu, nei pressi di *Fontanaccio* e *Flumentorgiu*; comunque, poiché secondo il mio parere questo tufo è più recente delle trachiti antiche, non ne farò più menzione in questo capitolo.

Il Monte Arci. Nel riprendere lo studio delle trachiti, ci trasferiamo, sempre restando nella parte occidentale dell'isola, alla base ovest del *Monte Arci*, che mostra una gran varietà di rocce pirògene. Per il momento mi limito ad elencare quelle che mi paiono trachiti antiche.

Il metodo migliore per rendersi conto in maniera esatta della costituzione geologica del monte è scalarlo in senso perpendicolare al meridiano, cioè in senso opposto a quello della espansione della grande massa trachitica. Il geologo che si trovi sulla strada reale tra *Uras* e Oristano può dirigersi verso la *chiesetta di Santa Sofia*, che si trova ai piedi del rilievo: prende poi la strada (o meglio il sentiero) che conduce alla base della punta isolata della *Trèbina*, di cui parleremo dettagliatamente nel capitolo XV, riservato alle rocce di tipo basaltico.

Partendo dalla strada reale all'altezza della *cantoniera di Marrùbiu*, all'inizio il geologo non trova altro che terreno alluvionale formato a spese delle rocce della montagna: si tratta di un miscuglio confuso di pezzi rotolati di trachite antica, di retinite, di ossidiana nera, di trachite fonolitica, di basalto puro e di scorie basaltiche leggere, rosse o nere. Il suolo della piana forma, per così dire, uno *specimen* utile per lo studio delle differenti rocce di origine ignea, che poi si ritrovano nel loro posto di origine.

Ecco una sezione dimostrativa molto semplice della parte occidentale del Monte Arci, ritrovata fra i miei appunti e che avrei notevolmente perfezionato, se la salute mi avesse permesso di fare un'ulteriore visita alla zona.

Fig. 88

i, terreno sconosciuto (probabilmente trachite tufacea); *p*, perlite grigio-chiara; *p'*, conglomerato a base perlitica grigia con noduli di perlite bruna, o una specie di ossidiana; *t*, trachite porfirica grigia; *p''*, banco di perlite bruna; *tr*, trachite porfirica violacea con venature di retinite; *b*, basalto e dolerite della Trèbina.

La trachite contrassegnata con *tr*, che corrisponde al campione *b 40* della mia collezione, è attraversata da venature di retinite nera, spesso confusa nella stessa pasta. La retinite è esattamente uguale a quella già vista all'isola di San Pietro in una trachite del tutto simile a quella di cui stiamo parlando ora. Avremo occasione di parlare di altri due giacimenti della stessa retinite e associati a trachite antica: il *Monte Santo Padre* di *Bortigali* e *Santa Natolia* nei pressi di Sassari. La retinite nera, a struttura granulare, contiene una certa quantità di cristalli di feldspato bianco. È la totale rassomiglianza della trachite porfirica e della retinite del Monte Arci con le rocce simili di diversi altri punti dell'isola che mi ha indotto a farle figurare in questo capitolo, dedicato alle trachiti antiche, anche se in fondo la loro descrizione non concorda completamente con quella delle trachiti delle isole di San Pietro e di Sant'Antioco, che ho usato come termine di paragone per terreni di questo tipo e di questa era geologica.

La trachite porfirica contenente retinite del Monte Arci appare chiaramente alla base occidentale del picco della *Trèbina Lada* (su cui ho sistemato a suo tempo il mio segnale trigonometrico): essa è stratificata in direzione O 20° S - E 20° N, ma la roccia ben presto sparisce al di sotto della lava basaltica che corona tutta la montagna e sotto la dolerite che forma appunto il picco della Trèbina. Vi si trovano anche delle scorie fresche e leggere, di cui ci occuperemo nel capitolo XV. Tuttavia la trachite costituisce il vero nòcciolo di questa singolare montagna: infatti appena si discende verso est in direzione di *Ales*, ritorna alla luce più volte, sotto depositi terziari e sotto lava tabulare, fonolitica o basaltica che la ricopre.

La più interessante località relativa al Monte Arci viene chiamata localmente *Sonnixeddu* e non è lontana da *Conca 'e Cervu*. Se da qui si riprende la scalata per uno stretto cammino che conduce all'altopiano basaltico superiore in direzione del picco della Trèbina, si osserva tutta la strada incassata ricoperta da frammenti di ossidiana nera, così da avere l'impressione di camminare sugli scarti di una grande fabbrica di bottiglie nere: il che mi ha fatto sperare di trovare l'ossidiana nella sua sede naturale.

Effettivamente mi sembrò di avere raggiunto lo scopo quando osservai una specie di filone che poco distante attraversa la strada e si trova incastrato in una roccia trachitica a struttura terrosa. Si tratta di una specie di argillofiro rossastro alterato, contenente cristalli di feldspato bianco (*b 41*). L'ossidiana è nera, molto vetrosa ed a frattura molto concoide (*b 42*). Senza dubbio è la stessa i cui frammenti ricoprono il suolo circostante. La trachite rossa nella quale si trova il filone sembra stratificata, o almeno strutturata in un banco inclinato, diretto pressappoco da N, N-E a S, S-O. Dato che la stradina è molto stretta, non si può seguire come si vorrebbe lo sviluppo del filone oltre i bordi, tanto più che il terreno è ricoperto completamente da cespugli e da ciottoli sparsi. Per questa ragione non sono riuscito a verificare se l'ossidiana sia effettivamente sotto forma di filone piuttosto che sotto quella di formazione intercalata nella trachite argillosa; ma siccome quest'ultima sembra essere stata modificata nel punto di contatto con l'ossidiana, si potrebbe pensare che sia posteriore alla trachite dando l'idea di un semplice filone iniettato nella roccia.

Il filone di ossidiana probabilmente si prolunga verso S-O, o meglio verso S, S-O, dato che proprio seguendo questa direzione ho raccolto in grande abbondanza altri frammenti: probabilmente se ne trovano anche presso il villaggio di *Uras*, dato che tra le pietre rotolate che si trovano sulla strada reale all'uscita del paese in direzione di Cagliari non è difficile trovare pietre uguali all'ossidiana del Monte Arci.

D'altro canto devo dire che nel gran numero di ciottoli di ossidiana rotolati che mi è capitato di raccogliere sia sul Monte Arci, sia alla sua base, tanto dalla parte di Uras quanto verso Ales, ne ho visto una gran quantità con segni evidenti di stratificazione, dato che portavano i segni paralleli di strati sottili, più chiaramente visibili sulla superficie esterna delle pietre, ripulita dagli agenti erosivi atmosferici e da una lunga permanenza nella terra umida. Da questa osservazione si deduce che, se si ha ragione di credere che l'ossidiana del Monte Arci si trovi sotto forma di filone nella trachite antica, la si può anche ritenere una roccia vulcanica finemente stratificata, fatto comprovato fra l'altro dai banchi di perlite grigia con nuclei di ossidiana (*b 39*) chiaramente stratificati che ho visto anch'io nella sede naturale del versante occidentale della montagna.

Non tornerò più su ciò che abbiamo detto in precedenza a proposito delle scaglie di ossidiana nera, trovate in gran quantità al *Tacco Ticci* e altrove: mi limiterò a ripetere che, in quanto a struttura, esse non differiscono affatto da quelle sparse così in abbondanza sulla superficie del Monte Arci.

Tra Uras e *Morgongiori*, sempre ai piedi del Monte Arci, ho trovato delle rocce silicee che passano soprattutto a calcedonio stratificato, adatto a fare cammei, soprattutto in territorio di *Masullas*: tra questo villaggio e Morgongiori ho anche raccolto un esemplare di quarzo prasio verdastro, a frattura concoide, che figura nella collezione col n. *b 43*.

Làconi. Nella vallata che separa l'abitato di *Genone* da *Làconi*, il terreno trachitico antico riappare su vasta scala con le stesse caratteristiche di quello delle isole di San Pietro e di Sant'Antioco. Da qui lo seguiremo, quasi senza interruzione, da sud a nord, fino allo stretto di Bonifacio, parallelamente al grande massiccio granitico sardo, di cui segue la base occidentale.

Non intendo abusare ancora della pazienza del lettore ripetendo, a proposito dei terreni trachitici dei dintorni di Làconi, ciò che avevo detto su quelli di San Pietro e di Sant'Antioco, con i quali hanno molti punti in comune. Devo comunque far notare che la parte inferiore della trachite di cui ci stiamo occupando non è affatto suddivisa in prismi, come a Carloforte, anche se poggia su tufo trachitico. Il porfido trachitico superiore della vallata sotto Làconi è grigio-violaceo (*b 44*) e passa insensibilmente ad una pseudo-argillolite ed a un argillofiro, rossastra la prima, verde il secondo. Queste stesse rocce, non lontano dal villaggio, si trovano in contatto con lo schisto siluriano; probabilmente è proprio a questo contatto che si deve la penetrazione della sostanza gessosa tra le fogliettature dello schisto, così come l'erosione che la roccia mostra in questo luogo.

La roccia trachitica, comunque, non occupa soltanto il fondo della vallata: in altre località della zona si può vedere sulla cima di monti costituiti da schisto e da calcare siluriano; ognuno se ne può rendere conto andando da *Làconi* al vicino *Monte Stunu*, rinomato nella regione per la caccia grossa. Se si va verso la montagna senza passare per il fondovalle, si trovano dapprima gli schisti accompagnati da grovacche e da formazioni calcaree cristalline dirette da N-O a S-E; ma appena si giunge sulla cima piatta del Monte Stunu si capisce che è formata da una falda di roccia trachitica, continuazione di quella osservata nella valle tra Làconi e Genone: infatti, se si percorre il Monte Stunu in senso longitudinale, si attraversa a più riprese di volta in volta il terreno silurico o la trachite. Questo non significa che vi sia alternanza tra le due rocce, così diverse per natura: si tratta di una semplice illusione che sparisce completamente se si percorre il monte in un altro senso. Sono convinto che il Monte Stunu sia stato sollevato all'epoca della comparsa della trachite.

Si ha la medesima illusione nelle valli che si prolungano verso il villaggio di *Asuni*, che hanno trachiti alla base e schisti siluriani sui fianchi: dato che la linea di contatto dei due tipi di roccia è molto tortuosa, sembra di passare successivamente da una all'altra, con l'impressione di osservare una stratificazione, esclusa poi da un esame più approfondito.

Dato che avevo inviato, nel 1847, il capitano De Vecchi a studiare bene i rapporti esistenti tra le trachiti di questa zona e quelle più antiche, mi sembra opportuno riprodurre un estratto delle osservazioni annotate dal giovane geologo durante la sua escursione:

«Questa formazione [della trachite antica] sembra suddivisa in due parti ben distinte: una, inferiore, che consiste in una roccia biancastra, friabile e cavernosa; e un'altra che è una specie di argillolite rossastra, spesso compatta, a frattura concoide. La

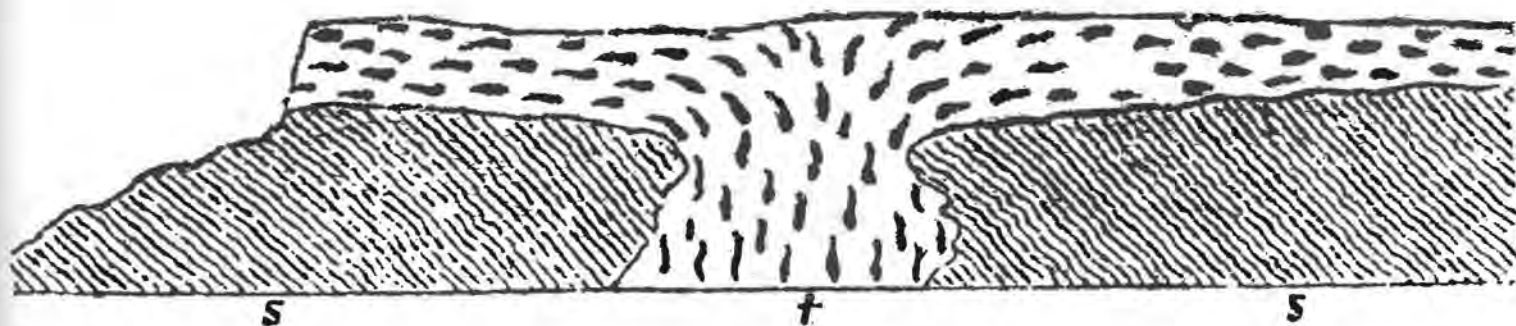
prima contiene dei bellissimi cristalli bianchi da riferire alla riacolite e frammenti di schisto: qualche volta assume una colorazione verde che forma una bella varietà e la sua struttura diviene talvolta grossolanamente prismatica. L'altra contiene solo particelle bianche sparse irregolarmente nella massa e qualche volta diventa simile alla pietra pomice. Sono rimasto a lungo indeciso se affermare che i due tipi di roccia si dovessero distinguere l'uno dall'altro in base alla loro origine o alla loro natura; sono stato anche tentato di riconoscere nel primo un vero e proprio tufo trachitico: ma certi passaggi da una roccia all'altra e i cristalli inclusi nel tufo, come anche l'aspetto eminentemente eruttivo di entrambe, hanno modificato notevolmente la mia opinione».

Più avanti, dopo avere riferito di un'escursione al *castello di Medusa*, De Vecchi aggiunge: «Ripreso il cammino verso *Samugheo*, ho seguito per molto tempo la trachite e sono giunto ad una vallata che è il prolungamento di quella dominata dal castello di Medusa. Il fondovalle e i fianchi sono costituiti fino ad una certa altezza da schisti: la trachite forma soltanto la parte superiore e più superficiale delle pareti. Mi sono quindi dovuto convincere, contrariamente a ciò che pensavo prima, che le trachiti si trovano sotto forma di vere colate che coprono superficialmente gli schisti, di modo che un crepaccio verticale di una certa estensione, esistente nello schisto, mette a nudo la roccia dove è colata la trachite. Non si deve comunque pensare che, per questa ragione, le colate siano fuoruscite come lava da qualche orifizio, come accade nei vulcani moderni.

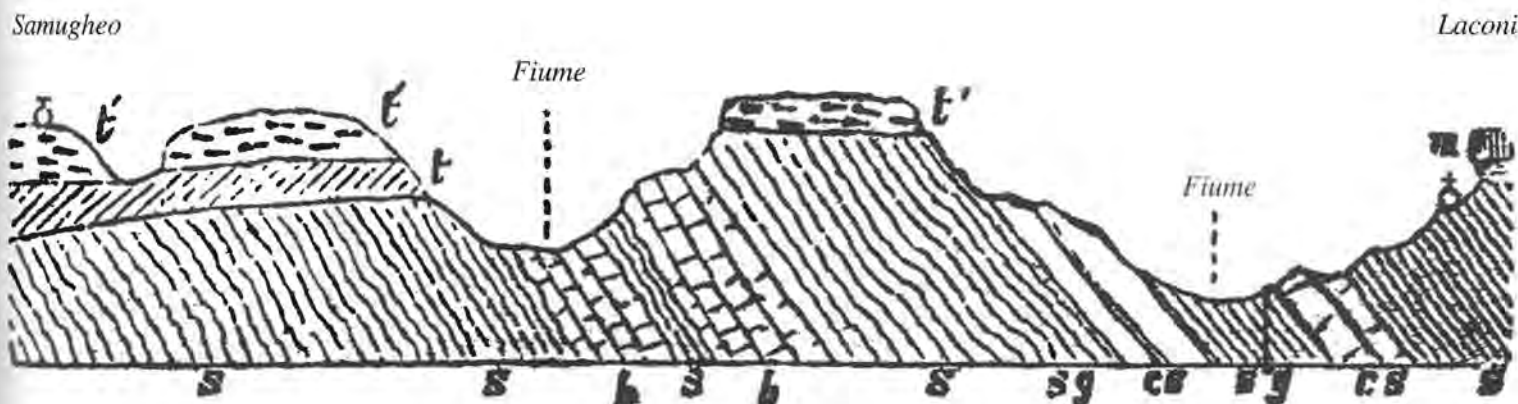
«Usando attenzione nel percorrere la stessa vallata ho potuto riconoscere una località dove avevo seguito le rocce trachitiche oltre le colate che costituiscono il bordo superiore delle pareti della valle fino al fondo di essa: in questo modo ho potuto verificare che la colata si saldava e si amalgamava col filone di trachite che tagliava verticalmente gli schisti.

«Questa circostanza in un primo tempo mi mise in imbarazzo, ma in seguito rappresentò la chiave del mistero, quando potei esaminare il fenomeno da una certa distanza e da un posto elevato da cui era facile osservare tutta la zona: apparve evidente, da lì, che la roccia trachitica è uscita dai crepacci aperti nello schisto siluriano e sul quale si è poi riversata».

Ecco qui sotto la sezione di De Vecchi, ripresa dal rio *Araxisi*.

Fig. 89

s, schisto siluriano o cristallino; *t*, trachite.

Samugheo. I dintorni di Samugheo non mostrarono nulla di particolare né a De Vecchi nel 1847 né a me, che li avevo esaminati anteriormente, se non la grande profondità dei crepacci che si erano formati nella roccia trachitica. Questa, qui come altrove, è costituita da due parti distinte: quella inferiore è allo stato di tufo di colore biancastro o verde; quella superiore è un porfido trachitico, o meglio un'argiolite rossastra. Eccovi ora la veduta generale in sezione di questi terreni, disegnata dal mio valente collaboratore.

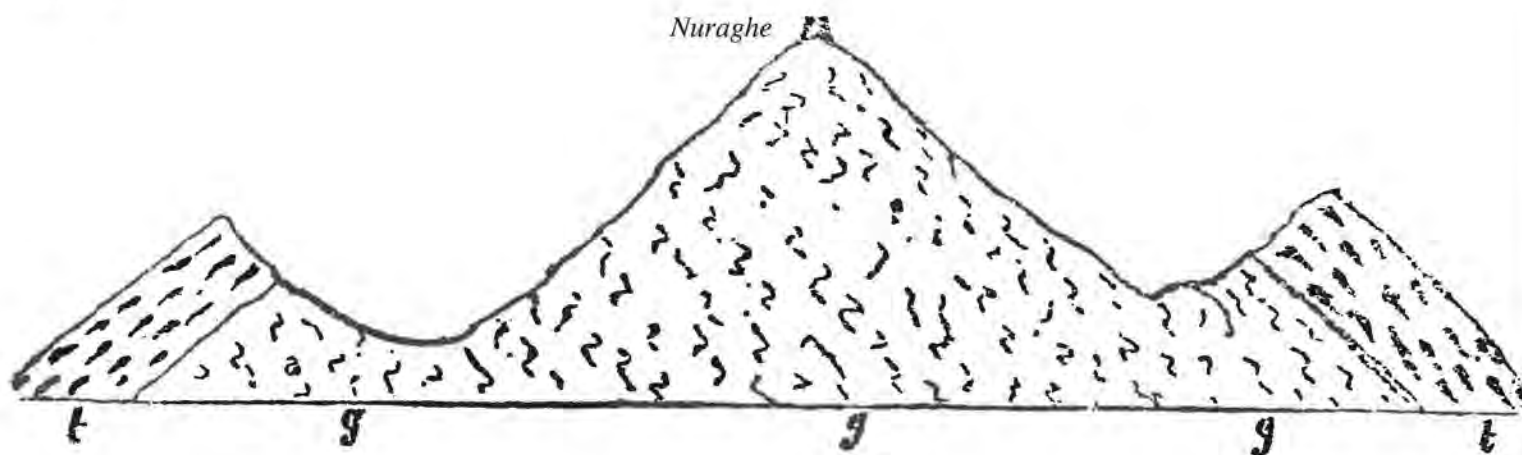
Fig. 90

s, schisto siluriano; *b*, bardiglio, o calcare cristallino; *sg*, schisti grafitici; *cs*, calcoschisti; *m*, calcare magnesiaco; *t*, trachite tufacea biancastra; *t'*, trachite porfirica rossa.

Quasi tutto il territorio di Samugheo è trachitico. La trachite si trova anche nei dintorni di *Allai*, di *Fordongianus* e di *Villanova Truschedu*, sulla riva sinistra del Tirso; mi è capitato di vederla anche sulla riva opposta, in territorio di *Paulilàtino*, ma sempre molto vicino al fiume. In questa zona, però, la trachite finisce per sparire completamente sotto la lava basaltica; ma, risalendo il Tirso sulla sinistra, si ritrova verso *Busachi* in una vasta area.

Busachi e Neoneli. Avevo chiesto a De Vecchi di esaminare con attenzione i rapporti esistenti tra la trachite di *Busachi* e *Neoneli* ed il granito (rapporti che mi avevano sempre colpito durante le nostre escursioni) e gli avevo soprattutto indicato il *Monte Santa Vittoria* di Neoneli perché vi svolgesse le ricerche che io non ero riuscito a fare. Ecco che cosa mi riferisce testualmente, da geologo esperto:

«Abbandonato il granito sotto Busachi, si lasciano i fianchi del vallone e si giunge ad un pianoro o altopiano allungato, simile a quello di Samugheo, ma leggermente più piccolo ed interamente trachitico. Il contatto tra la trachite ed il granito, che non mi è stato possibile vedere al di sotto del *nuraghe Longu* di Samugheo [ne ho parlato nel secondo volume, dedicato alle antichità sarde. *N.d.A.*] a causa della vegetazione e del terreno di trasporto, mi si è mostrato in maniera convincente al di sotto di Busachi, dove ho avuto modo di seguire la linea di contatto lungo i fianchi della vallata che, essendo tagliata verticalmente, permette di distinguere a colpo d'occhio i graniti e le trachiti. Il rapporto tra le due rocce è chiaro e semplicissimo da individuare. La trachite è sovrapposta al granito e lo copre come una vera e propria colata spessa una decina di metri. Fra la trachite rossa ed il granito si trova un sottile strato di trachite tufacea bianca. Sono assolutamente certo che questa colata è la continuazione di quella dell'altopiano di Samugheo.

«Andando, invece, da Busachi a Neoneli, ho attraversato il pianoro di Busachi verso N-E e dopo una mezz'ora ho incontrato un rilievo granitico, attorno al quale la colata trachitica si arresta bruscamente. Il modo col quale le due rocce sono qui disposte mi avrebbe potuto far pensare che il granito avesse sollevato e squarciato la trachite sovrastante: questo fatto meritava una conferma attraverso uno studio più meticoloso... Quindi ho seguito a lungo la linea di contatto delle due rocce sulle quali camminavo alternativamente a causa della sinuosità del sentiero. Il contatto avviene in vari modi, tanto che mi sono trovato in notevole imbarazzo: la costante secondo me è che la trachite è sempre sovrapposta al granito ed è disposta in falde o piccoli altopiani; il granito, invece, ha molte spaccature in tutti i sensi, di modo che cambia continuamente il rapporto stesso tra le due rocce. Sopra il paese di *Ula*, a metà strada da Busachi, l'occhio del geologo è colpito dall'aspetto singolare di un piccolo rilievo di forma conica regolare composto di granito, o meglio di pegmatite, attorniato da collinette, alcune delle quali hanno la faccia interna di granito e quella esterna di trachite, come appare dal disegno che segue».

Fig. 91

«Soltanto dalla cima del rilievo si possono osservare nel loro insieme i rapporti tra le due rocce: infatti da quel punto si può dominare una vasta area, avere la conferma della sovrapposizione della trachite sul granito e osservare che la disposizione della trachite sotto forma di colata è costante e generale. Alcuni dati confermano questa opinione: *1*, la forma allugata delle masse trachitiche; *2*, la loro notevole larghezza rispetto allo spessore (l'apparenza di colate); *3*, la struttura talvolta porosa e piena di cellette allungate, tutte nel senso dell'inclinazione della colata, in modo che la roccia in qualche punto assume l'aspetto di pietra pomice. Tutti questi particolari sono chiari indizi che le trachiti hanno colato allo stato di pasta da qualche orifizio e si sono estese come veri e propri fiumi; ma una tale corrente di materia fluida presuppone necessariamente un letto preesistente sul quale possa espandersi: questo letto, che nessun cataclisma posteriore ha potuto far sparire, è evidentemente rappresentato dal granito. Quindi qui le trachiti sono posteriori ai graniti.

«Di conseguenza sembra che in origine le formazioni trachitiche ricoprissero in modo uniforme e per una vasta estensione di territorio il granito, come a Monte Stunu e ad Azuni coprono lo schisto. Il suo spostamento sembra dovuto ad una forza più recente che avrebbe agito sulla roccia inferiore e superiore allo stesso tempo, alterando la disposizione assoluta dell'una e dell'altra, senza alterarne quella relativa».

Ecco ora ciò che riguarda il *Monte Santa Vittoria* [ho dimenticato di segnarne il nome nella mia carta geologica, ma il colore della trachite al centro della zona granitica dovrebbe bastare a farlo riconoscere. *N.d.A.*], che avevo indicato a De Vecchi in maniera particolare per lo studio dei legami esistenti tra i graniti e le trachiti della zona:

«...Andando da Neoneli al Monte Santa Vittoria non vidi all'inizio che il ripetersi dei fatti osservati in precedenza e che mi diedero un'ulteriore conferma della mia idea. Uscendo dal villaggio in principio si trova la trachite, ma a dieci minuti da lì, subito dopo l'ultima discesa, si giunge ad una piccola valle posta tra il paese e il monte, dove si ritrova il granito, ovviamente ricoperto dalla trachite di Neoneli, dall'aspetto normale di un altopiano molto accidentato, ma sempre in forma di colata: esso continua fino alla base del monte. È leggermente micaceo e molto facile da erodere; tutta la vallata è piena di frammenti quarzosi e feldspatici e di blocchi granitici arrotondati, anzi pressoché sferici.

«Sul monte, però, le cose cambiano aspetto: due geologi che ne intraprendessero la scalata per vie diverse se ne formerebbero due idee diverse.

«La montagna ha pressappoco la forma di una piramide tronca, la cui sommità, appiattita e quasi orizzontale, è di forma poligonale allungata in senso N-E. Se si inizia la salita dalla faccia della piramide rivolta a N-O, si trova il granito fino a pochi metri dalla sommità, dove appare la trachite che costituisce l'intera superficie dell'altopiano; se invece si sale per il lato S-O, si procede sulla trachite fino alla sommità. Queste differenze sono l'effetto del singolare rapporto fra la giacitura delle due rocce. Evidentemente la trachite è fuoruscita a modo di filone attraverso il granito e poi si è riversata sui due lati del crepaccio, cosicché, guardando da un lato, sembra che sostenga il granito, sebbene nel fondo lo sovrasti: è vero infatti che nel monte, o almeno sulla sua cima, la trachite sta sopra al granito, ma in altri punti sembra, al contrario, che i filoni del granito abbiano attraversato la trachite. Del resto, lì come altrove il granito costituisce l'ossatura delle valli e dei monti circostanti, interamente ricoperti da un cappello trachitico, di origine probabilmente analoga a quella dell'altopiano superiore di Monte Santa Vittoria. Scendendo dal versante orientale della montagna ho camminato sempre sul granito».

Ecco rappresentati in un disegno i rapporti esistenti tra le trachiti ed i graniti del Santa Vittoria.

Fig. 92

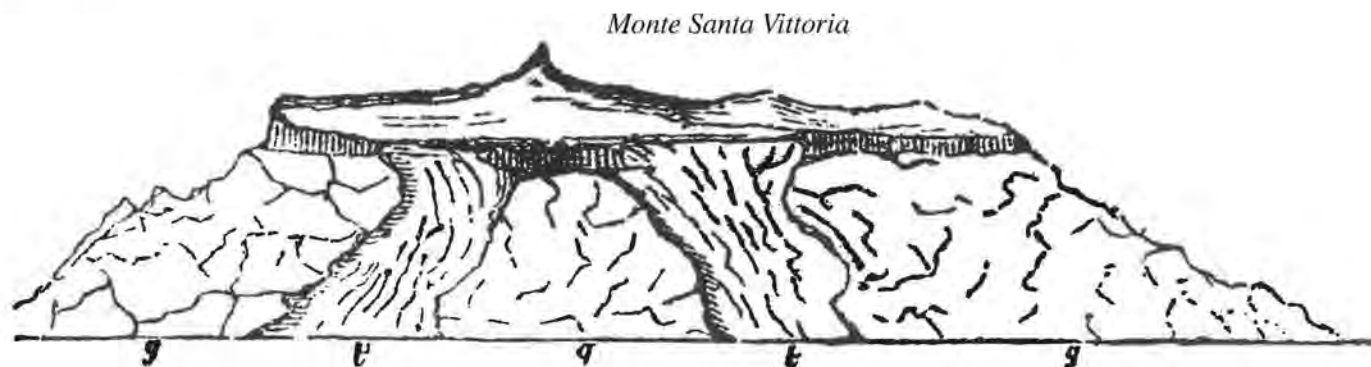
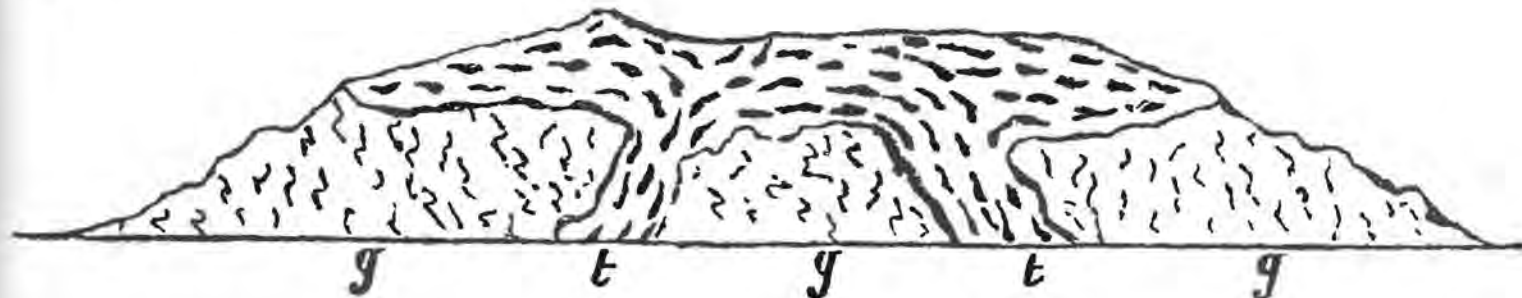
Monte Santa Vittoria

Ed ecco ora una sezione schematica dello stesso rilievo:

Fig. 93

g, granito; *t*, trachite.

Sulle rive del Tirso. La trachite continua anche da Neoneli ad Ottana, passando per *Nughedu*, *Sorradile* e *Bidonì*, paesetti sulla riva sinistra del Tirso: è sempre a contatto del granito con il quale è legata come a Neoneli. A Sorradile pare stratificata e va in direzione NE-SO. L'antica chiesa episcoplale di Ottana è costruita con argilloliti trachitici, alcuni rossi ed altri verdi, presi dai dintorni; comunque in questa zona la roccia, come a Làconi, ad Azuni e presso Samugheo, è nuovamente a contatto con gli schisti e con i calcari siluriani, più che con il granito.

Le trachiti antiche non si vedono solamente sulla riva sinistra del Tirso: le ho ritrovate anche, con tutte le loro caratteristiche salienti, sulla riva destra del fiume, all'altezza dei villaggi di *Sèdilo* e di *Dualchi*, dove in certi punti sono ricoperte da lava basaltica.

Nelle stesse condizioni le ho poi trovate, alla base orientale del *Monte Ferru*, in un grande crepaccio aperto nella lava, in località *Parte Canales*, cioè nei pressi di *Aidomaggiore*, *Norghiddo* e *Zuri*. A poca distanza da quest'ultimo esiste una piccola chiesa molto antica, interamente costruita in roccia trachitica locale, che proprio nelle vicinanze fa la sua apparizione al di sotto della lava.

La miniera di Sèneghe. Rapporti simili tra trachiti antiche e lava basaltica (più recente) si hanno sull'altro versante del Monte Ferru, nella pendice meridionale. Ho infatti riconosciuto la roccia presso il romitaggio chiamato *Ermannu Matteu*, al di sotto di *Sèneghe* e *Narbolìa*; ma in particolar modo nel luogo della miniera di ferro, chiamata di Sèneghe perché compresa nel territorio di questo comune, sebbene appartenga topograficamente a quello di *Santa Caterina di Pittinuri*, che si trova alla base occidentale del Monte Ferru che probabilmente proprio dalla miniera trae il nome.

La miniera appare allo scoperto in una vallata stretta e profonda, quasi un crepaccio dai fianchi ricoperti da una colata di lava, sotto la quale appare la trachite, che però qui non sembra allo stato naturale: si tratta piuttosto di una serie di banchi di roccia feldspatica verde, molto alterata, a volte compatta, a volte granulosa (*b 45, 46*), associata ad un'altra roccia quarzo-

sa passante all'allumite e contenente tracce di ferro (*b 47*). Qui affiora il filone di oligisto, la cui estrazione, iniziata molti anni fa, oggi è stata del tutto abbandonata, tanto che il filone si riconosce a stento, accompagnato com'è da una specie di grès quarzoso-feldspatico con cemento pure di oligisto (*b 48, 49*); ma questo filone è solo una modificazione locale della roccia verdastra, di cui più avanti troveremo l'equivalente (*b 59*) in una montagna evidentemente trachitica. La roccia della miniera di Seneghe è anche percorsa di piriti sotto forma di grandi cristalli che si trovano sia in sede che sparsi sul suolo del vallone.

Non lontano da Santa Caterina di Pittinuri, a poca distanza dalla miniera di ferro, si osserva la trachite spuntare sotto il terreno terziario subappenninico e sotto le lave che lo coprono; ma anche questa trachite è alterata ed infiltrata dal silice: qui ho raccolto dei campioni di pietra silicea rossa cariata, che passa al calcedonio stratificato (*b 50*): è intercalata nel tufo trachitico brecciolare biancastro che ad una certa distanza assume l'aspetto di domite.

Da Cùglieri a Bosa. Questo tipo di tufo si trova soprattutto nei dintorni di Cùglieri dove, come a Santa Caterina, è sovrastato da un lembo di terreno terziario o da lave feldspatiche e basaltiche, più recenti del terreno subappenninico. Il punto più adatto per studiarlo è la strada incassata che dalle ultime abitazioni di Cùglieri conduce al vicino castello dopo aver lasciato sulla destra il convento dei Cappuccini. Si tratta di un vecchio castello medioevale in rovina, chiamato *castello di Montiferru*; è edificato su un rilievo isolato di lava basaltica grigia, che copre il preesistente tufo trachitico, caratteristico, come a Santa Caterina, per le iniezioni di materia silicea che vi formano a volte dei veri e propri filoni di calcedonio, di cornalina e di diaspro, sempre attraverso il tufo. Nei pressi di una grotta artificiale, chiamata *spelonca di Nonna*, ho raccolto campioni di cornalina della grandezza di un cranio umano, che già si trovavano sparsi sul terreno. L'ingresso della grotta, scavata nel tufo, permette di vedere sulle pareti l'andamento dei filoni di materiale siliceo; come al solito il tufo contiene frammenti di trachite di ogni specie.

Mano a mano che si sale verso la cima del Monte Ferru, o, meglio, che si penetra nel cuore della montagna, messo a nudo da una serie di profondi crepacci in una specie di cratere, si osserva il tufo trachitico assumere un aspetto maggiormente alterato: si trasforma in roccia bianca, tenera, granulosa, che macchia le dita; non saprei se definirla domite o trass (*b 51*). Tutti i grandi scoscendimenti del Monte Ferru, sovrastati da lave basaltiche e feldspatiche, sono incisi nel tufo biancastro alterato, attraversato sia da venature varie di diaspro e di cornalina (a Cùglieri e a Pittinuri), sia da veri e propri filoni dello stesso materiale feldspatico e basaltico, colati nella superficie. Riparleremo di questo argomento nel capitolo XV; intanto, però, sottolineo che i filoni attraversano il tufo trachitico, ma anche le venature di cornalina e di diaspro: questo fatto permette di stabilire l'età delle venature stesse, che sono più antiche, per quanto riguarda questa montagna, delle lave propriamente dette.

Sotto Cuglieri, lungo la strada per *Sennarìolo*, ho avuto modo di osservare tracce di perlite grigia, analoga a quella della base occidentale del Monte Arci. Essa, per quanto mi è stato possibile esaminarla al di sotto del terreno di trasporto e della lava, mi è sembrata inserita nel tufo trachitico. Presso il paese di *Scano* vi sono dei tufi biancastri contenenti frammenti di trachite porfirica, anch'essi attraversati da numerose venature di calcedonio, di diaspro rosso e di cornalina: di queste pietre dure si potrebbe fare un vantaggioso sfruttamento. All'uscita di Scano in direzione di *Macomèr* il tufo trachitico si perde di vista, perché scompare sotto la grande colata basaltica che costituisce, assieme al *Monte Sant'Antonio*, il versante settentrionale del Monte Ferru.

Andando invece da Cùglieri verso *Bosa*, dopo *Mòdolo*, la roccia trachitica riappare sia al di sotto del terreno terziario, sia sotto diverse colate di lava basaltica. Le rampe attraverso le quali si scende nella *piana del Temo* e si giunge poi in città sono tagliate nella trachite antica, che oltre questo punto diventa la roccia dominante della riva destra del fiume.

Da Bosa ad Alghero. Infatti, se si va da Bosa ad Alghero passando per il Monte *Taratta*, per *Monte Mannu*, per *San Cristoforo di Montresta* e poi per *Villanova Monteleone*, si giunge alle porte di Alghero senza mai perdere di vista la trachite, che ha un aspetto simile a quello degli altri luoghi citati.

Fra Bosa e San Cristoforo di Montresta la parte inferiore delle rocce, ugualmente tufacea, contiene, come quasi dappertutto, frammenti di trachite porfirica. Il tufo è anche attraversato da una grande quantità di venature di diaspro e di cornalina, ma il primo domina. Del resto, la roccia sovrapposta al tufo passa sovente ad argillofiro rossastro, disposto, come il tufo, in strati paralleli: è per questo che le alture assumono qui l'aspetto di terrazze in scalinata. Citiamo a questo proposito il *Monte Taratta*, chiamato anche *Monte Sa Pittada*, che domina Bosa a N-O e si nota da lontano per la sua singolare forma, di cui pubblico qui sotto uno schizzo.

Fig. 94

Monte Taratta

a, cima del *Monte Taratta*; *b*, sezione del primo piano, costituito da argillolito e attraversato da filoni di diaspro e calcedonio; *c*, vista dell'altopiano di *Sa Zea*.

L'*altopiano di Sa Zea*, molto vicino a Bosa, ed un altro molto più lontano (il *Monte Minerva*) meritano una citazione particolare per le forme che possono assumere le montagne trachitiche di questa parte dell'isola. In breve si può dire che tutti i monti che si trovano tra Bosa ed Alghero, passando per Monte Mannu e *Minutadas*, predono la forma di altopiani o di terrazze a scala, dislocate e isolate nella parte superiore, ma in genere unite alla base da terreno tufaceo brecciforme (*Tavola I, sezioni 2 e 3*). Le loro cime appiattite, qualche volta orizzontali ma più spesso molto inclinate, sono di porfido trachitico rossastro o di argillolito del medesimo colore, qualche volta verdastro.

Tutte le volte che ho avuto modo di percorrere questa strada, ho tentato di farmi un'idea precisa delle varie direzioni ed inclinazioni che in genere presentano le trachiti stratificate, o disposte in strati o piani; ma sono così varie che non mi è stato possibile comprenderlo chiaramente. Si potrebbe affermare che le formazioni di Montresta che figurano nella sezione riprodotta qui sopra vanno da O 5° S a E 5° N e si immergono a N 5° O. Secondo altre osservazioni, invece, le trachiti stratificate del Monte Taratta si dirigerebbero pressappoco da N-O a S-E, mentre quelle di *Villanova Monteleone*, al contrario, da N-E a S-O, con inclinazione S-E. Il fatto positivo è che gli altopiani più vicini al mare sono molto rialzati da questa parte e inclinati verso est. Si potrebbe dire che l'altopiano isolato del Monte Minerva dalla sommità pressoché orizzontale rappresenti il centro di un sistema di diverse e differenti inclinazioni, verso il quale pendono i banchi di trachite circostanti. Ho cercato di mostrare la singolare disposizione di queste rocce nella grande carta dell'isola in due fogli, che è più ricca di particolari rispetto alla carta geologica.

Le trachiti continuano oltre Villanova Monteleone in direzione N-S, formando, nei pressi di Alghero, l'importante gruppo della *Scala Piccada* ed i dintorni de *La Speranza*, conosciuti per la presenza di un bel calcedonio. Vicino alla città la roccia forma le alture di *San Giuliano*, di *Monte Riccio*, di *Monte Sant'Elmo*, nonché altre colline o altopiani attualmente isolati, alcuni dei quali attraversano il calcare cretaceo.

All'uscita da Alghero verso *Olmedo* si osserva la trachite che si mischia al calcare ippuritico per poi continuare a mostrarsi fino ai dintorni della fattoria della Crucca: se ne perdono le tracce solo all'altezza del ponte romano di *Porto Torres*, ormai sul mare.

Da Bosa a Bonorva. Torniamo ora a Bosa e dirigiamoci verso levante: troviamo ancora la trachite a *Padria*, a *Romana*, fino al villaggio di *Ittiri*, attraverso il *Monte Maggiore*, che è calcareo con una base trachitica. Una simile associazione delle due rocce si trova anche nello stesso paese, dove la mescolanza è così accentuata che risulta impossibile registrare il loro limite esatto su di un piano orizzontale.

A sud di Ittiri la trachite assume la forma di altopiani isolati: tali sono il *Monte Toru* ed il *Monte Anturgiu*; ma più a est appare sotto forma di piccoli rilievi dentellati, tra i quali ricorderò il *Monte Ruju* e il *Monte Ferulosu*, che dominano la piana detta *Campu Giavesu superiore*. La diversa forma di questi rilievi (si vedono nella *Tavola VI, figure 1* e *3bis*) deriva dal diverso tipo di trachite che li costituisce: i primi sono di argillolito poggiante su tufo stratificato; gli altri si compongono soprattutto di trachite porfirica, più cristallina. Vicino a questi ho estratto una varietà di porfido rosso punteggiato di bianco che in qualche modo rappresenta il passaggio della trachite porfirica alla retinite. È una roccia dall'aspetto molto gradevole (*b 52*).

Si può passare dal Campu Giavesu superiore a quello inferiore senza abbandonare la trachite, che di tanto in tanto affiora dal terreno terziario o dalle lave basaltiche, diffusissime in questa zona. Le antiche grotte sepolcrali vicine alla strada reale, nei pressi di *Bonorva*, sono state scavate nel tufo trachitico coperto appunto da strati di terreno terziario. Il tufo è brecciolare e contiene frammenti di parecchie varietà di roccia trachitica: si erode facilmente, dando luogo a cavità simili a grotte e riappare non lontano dalla *cantoniera di Bonorva*, sotto un deposito di calcare marnoso terziario con fossili di granchi, come mi è già capitato di ricordare. Qui il tufo trachitico assume una spiccata colorazione verde (*b 53*).

Da Scano a Macomer. Mi sembra inutile enumerare tutti gli altri punti della Sardegna occidentale dove si trova la trachite antica, sia allo scoperto sia rivestita da depositi terziari o da colate basaltiche: rimando per questo alla carta geologica, nella quale questo terreno è raffigurato con una speciale colorazione, e passo immediatamente a parlare di quello che completa la fascia trachitica in direzione quasi N-S, lungo la base del massiccio granitico, da Làconi fino a *Castelsardo*, sul mare che guarda la Corsica.

Siccome una parte delle trachiti che formano questa lunga striscia è già stata descritta in precedenza, eviterò di parlarne di nuovo e riprenderò la descrizione dalle rocce di questo tipo che ho segnalato alla base del Monte Ferru. Le trachiti che passano sotto la grande massa basaltica di questo rilievo, affiorano, come ho già detto, nell'abitato di Scano. Percorrendo numerose volte il tragitto da Scano a Macomèr ho avuto modo di constatare l'esistenza della trachite antica al di sotto della colata basaltica: l'ho osservata in special modo sotto forma di piccoli rilievi presso la località detta *Tamuli*, ad un'ora di strada da Macomèr; e quantunque questo centro sia costruito sulla lava basaltica, la trachite vi appare immediatamente sotto.

Questa sovrapposizione si avverte soprattutto a nord dell'abitato, in direzione del *nuraghe Santa Barbara*. Appena lasciate le ultime case del paese, il cammino viene interrotto da un profondo crepaccio, le cui pareti quasi verticali mostrano chiaramente che la lava (spessa solamente due metri) è colata sulla trachite porfirica rossa, molto ruvida al tatto (*b 54*), che in basso si trasforma in tufo: in mezzo, un altro tipo di trachite a scaglie di colore cinerino-violaceo (*b 55*). Dalla parte opposta del crepaccio la lava basaltica sparisce ed il suolo, su cui sorgono il nuraghe e la chiesa di Santa Barbara, è formato esclusivamente dalla trachite che costituisce l'intera montagna, culminante col pianoro del *Monte Santo Padre*.

Lungo la strada reale, lasciate alle spalle le ultime case di Macomer, si vede scomparire la lava basaltica, mentre la trachite non si perde più di vista fino al punto più alto della strada stessa, presso la *cantoniera di Campeda*; qui ricompare la lava. Il luogo più adatto per approfondire le studio delle varietà della trachite antica di questa zona è appunto la strada, ad una decina di minuti di cammino dal paese: le pareti dei fossati e delle banchine mettono in risalto l'alternarsi del tufo e della trachite che così si possono seguire cammin facendo. Il tufo striato, bianco-grigiastro, dà luogo ad una serie di banchi paralleli e regolari, con strati sottili di un grigio più scuro (*b 56*); esso attrae l'attenzione anche dei viaggiatori che hanno scarse cognizioni di geologia perché contiene frammenti squadrati di roccia trachitica di varie specie. È coperto da ulteriori strati di porfido trachitico violaceo con macchie biancastre (*b57*), che passa all'argillolito. Si tratta proprio delle stesse rocce viste (e già ricordate) nei dintorni di Carloforte, presso la torre Vittorio, ed a Làconi. Sopra il porfido, sempre lungo la strada, si possono osservare altre formazioni di tufo striato poste generalmente in direzione NE-SO ed inclinate notevolmente a N-O.

In cima alla salita chi proviene da Macomer, a sinistra della strada reale, può osservare una massa rocciosa dall'aspetto di fortezza, cui è stato dato il nome di *Monte Muradu* per la somiglianza, appunto, con una muraglia. È costituita da trachite porfirica rossastra, leggermente porosa (*b 58*), che si può ritenere iniettata sotto forma di filone attraverso il tufo. Esternamente assume un aspetto prismatico grossolano ed è attraversata a sua volta da una venatura di roccia nera, più retinite che basalto, come avevo invece creduto in un primo tempo. La direzione di Monte Muradu è E 40° N - O 40° S.

Dicevo che, oltrepassato Monte Muradu, si giunge all'altopiano di Campeda dove, presso l'omonima cantoniera, si trova una piana ricoperta da colate di basalto, che continua a mostrarsi fino alla *discesa di San Simeone* di Bonorva; ai piedi di questa riappare però la trachite antica al di sotto della roccia terzia-

ria, liberata dal suo mantello basaltico. La trachite si presenta sotto forma di conglomerato verde brecciforme.

Monte Santo Padre. Torniamo ora per un attimo a Monte Muradu e dirigiamoci a est verso l'imponente massa del Monte Santo Padre tra Bortigali e Silanus, di cui mostro qui sotto uno schizzo, ripreso però da S-O, cioè dalla strada reale a sud di Macomer.

Fig. 95

g, granito di Bolòtana; *s*, schisto maclifero; *m*, marmo di Silanus; *t*, trachite antica; *l*, lava basaltica; *nn*, nuraghi dei dintorni di Bortigali.

Il Monte Santo Padre è esclusivamente trachitico: la sua conformazione a ripiani, come quella dei monti di Bosa e di Alghero, mostra, anche da lontano, che è formato da una successione di strati quasi paralleli fra loro. La principale massa di questo rilievo si compone di formazioni di tufo brecciolare biancastro alternato ad argilloliti rossastri e con una roccia verde simile a quella della miniera di Sèneghe; ne ho trovato una simile nei dintorni di Ozieri. La roccia verde, al Monte Santo Padre, si trova in banchi più spessi e talvolta passa ad una specie di grès verde, tal'altra ad argillolito dello stesso colore (*b 59*); in qualche punto si osserva il tufo che contiene nuovamente frammenti di trachite e di retinite (*b 60*). Altrove la retinite nera con cristalli di feldspato bianco (simile a quella di Portoscuso, *b 36*) assume l'aspetto di una venatura interposta nell'argillolito o nel tufo (*b 61*); in altri punti la si direbbe in strati: qui mostra una struttura simile a quella della perlite e, come quella della grotta dei Colombi di Sant'Antioco, trattiene degli sferoliti, più irregolari e più grossi di quelli della perlite di Sant'Antioco.

La sommità pressoché orizzontale del monte, dove si trova la chiesetta dedicata al Santo Padre, rappresenta senza dubbio il punto più alto cui sia giunta, in Sardegna, la trachite (1054 m d'altezza). Essa si presenta sotto l'aspetto di porfido trachitico rossastro; malgrado l'apparente orizzontalità del tavolato, tutti i banchi della montagna hanno una direzione regolare e costante in senso NE-SO ed una molto pronunciata inclinazione verso N-O, che è la stessa del tufo striato già segnalato sulla strada reale tra Macomer e il Monte Muradu, al quale i banchi tufacei del Monte Santo Padre si congiungono senza interruzione.

Ora, per aver modo di esaminare bene la struttura di quest'ultima montagna e per conoscere i suoi legami con le trachiti delle zone circostanti, occorre scendere in direzione N-S; ma poiché la vetta è tagliata a picco verso est, occorre partire dal pendio occidentale fino ad arrivare al valloncello dove passa la strada, in gran parte incassata, che va da *Bortigali* a Bonorva, lungo la quale si può studiare meglio l'alternanza dei vari strati che compongono il suolo. Non mi dilungherò nella descrizione per non ripetermi, ma non trascurerò certo un fatto che mi risulta nuovo e che in seguito ho avuto occasione di riscontrare in altri luoghi: cioè che in un punto della strada molto scosceso, in direzione di Bortigali, si osservano chiaramente, nel tufo trachitico biancastro, dei blocchi o grosse pietre sferiche dello stesso granito che si trova nel suo posto originario, sulla montagna di Bolòtana, distante parecchie miglia. Questi blocchi arrotondati non sono certamente stati portati lassù da un'alluvione: dal modo come sono inclusi nel tufo si può facilmente capire che vi sono stati immessi al momento della deposizione del tufo, avvenuta probabilmente su roccia granitica o sugli schisti di Silanus. Del resto questi blocchi granitici, accumulati sul tufo trachitico, confermano ciò che è stato detto, parlando delle rocce di Neoneli, sulla comparsa delle trachiti, che sarebbe posteriore rispetto al dilagare dei graniti nell'isola.

Da Bortigali a Bono. Anche il villaggio di Bortigali è stato costruito su una trachite antica, che si presenta sotto forma di varietà porfirica rossastra scabrosa (*b 62*), uguale a quella del Monte Muradu; ma appena si esce dal paese, sia verso est, sia verso ovest, si trova in ogni caso la lava basaltica che forma la cresta superiore di una grande falda e si estende inferiormente come una colata per un grandissimo spazio. Il medesimo abbinamento tra questi due terreni continua quasi sullo stesso piano orizzontale oltre Macomèr fino al villaggio di *Silanus* così che, salvo pochissime eccezioni, la nuova strada da poco terminata e che procede lungo la base della *Catena del Màrghine* lascia intravedere la roccia trachitica sull'orlo settentrionale superiore ed il basalto dal lato opposto.

La trachite scompare per un po' prima del villaggio di Silanus ed il basalto che la sostituisce dà luogo ad una piccola collina sulla quale si trova un nuraghe, a S-O dell'abitato; ben presto, però, il suolo appare costituito dal solo schisto maclifero alternato a calcare cristallino, sul quale si cammina ancora per dieci minuti dopo aver oltrepassato il paese verso levante: qui la roccia trachitica riappare per l'ultima volta e su di essa si trova un bel nuraghe quasi completo che si può ammirare sulla destra, tra Silanus e *Lei* (se ne può vedere il disegno nella *Tavola VIII, figura 2* della seconda parte).

Non voglio ripetere ciò che già si è detto a proposito del marmo e dello schisto maclifero di Silanus. Aggiungerò solamente che questo lembo di terreno paleozoico modificato si trova per la gran parte contenuto nella massa trachitica che, a quanto pare, avrebbe attraversato questi terreni più antichi

come se fosse un grande filone, proprio nel punto di unione tra gli schisti ed i calcari di Silanus e il granito della montagna di Bolòtana e di Lei. Infatti, appena si lascia Silanus in direzione di Lei, il granito appare nel suo posto originario proprio sulla strada reale e lo si può seguire senza alcuna interruzione fino all'inizio della Catena del Màrghine, di cui il monte di Bolotana costituisce l'estremità orientale. Il marmo e gli schisti macliferi e grafitici di Silanus non sono inclusi solamente tra il granito e la trachite, ma in parte sono anche ricoperti dalla trachite stessa, molto diffusa su terreni del genere. Per quanto riguarda il punto iniziale dove sarebbe iniziata l'effusione della trachite, penso si tratti dello stesso punto in cui era già presente una linea di demarcazione tra il terreno paleozoico e quello granitico.

Il granito prosegue fino alle falde del monte di Bolòtana, sul versante meridionale; ma non appena si aggira questa specie di promontorio giungendo fino alla chiesetta di *San Luca di Illorai*, posta alla base orientale, si vede riapparire la trachite. Il nuraghe, chiamato anch'esso *di San Luca*, che sorge a pochi passi dalla chiesa, è stato costruito sulla trachite, che ne ha anche fornito la pietre. Il granito, però, appare ugualmente presso il Tirso: su questa roccia poggia il vecchio ponte, chiamato *ponte di Illorai*, mentre la trachite si mostra molto vicina a questa località sotto forma di lembi fuoruscenti qua e là dal terreno granitico.

L'apparizione di formazioni isolate di trachite si ripete in mezzo al granito, a più riprese, lungo il corso del fiume, specialmente all'altezza di Bono, lungo la strada che va da questo centro a *Benetutti*, proprio sulla riva del fiume: qui la trachite costituisce dei piccoli rilievi, forse dovuti ad una leggera fuoruscita di materiale trachitico attraverso il granito.

I lembi di trachite rappresentano l'ultima propaggine di questa roccia lungo una certa linea: da ciò si comprende che le trachiti del Màrghine si legano a quelle di Ottana e di Neoneli, ampiamente descritte in precedenza. Rappresentano gli ultimi testimoni dell'estremo sforzo del materiale trachitico, che è riuscito ad attraversare il granito solo nel fondo delle valli, dove la resistenza alla deiezione era minore. Si noti anche che questa trachite è esclusivamente del tipo porfirico, già più volte descritto, e che si trova a contatto del granito senza l'intermediazione del tufo, come accade invece nella maggior parte degli altri luoghi. Questo fatto, che ho verificato attentamente, mi porta a pensare che la trachite possa essere fuoruscita in circostanze del tutto particolari e molto probabilmente all'aria e non al di sotto di una falda acquifera, come sembra essere accaduto nel caso della stessa roccia ricoprente il tufo.

Dal Màrghine a Oschiri. Per proseguire l'elencazione dei luoghi nei quali la trachite ha un ruolo importante in relazione alla costituzione geologica della Sardegna settentrionale, occorre ricondurre il lettore sui monti trachitici che sovrastano Silanus, nella zona in cui pensiamo che la roccia effusiva si sia fatta strada nel punto di unione tra il granito ed i terreni paleozoici.

Proprio da quella località parte una stretta valle, in direzione N-S (come quella di Bono), nella quale scorre uno degli affluenti principali del *fiume Coghinas*. Non appena si scende in questo profondo crepaccio, si trova la trachite fornita di tutte le proprie caratteristiche, con a destra i graniti e gli schisti della base occidentale del *Monte Rasu*; alla sinistra, invece, scompare a volte al di sotto di più o meno consistenti colate di lava basaltica.

La trachite continua verso ovest unendosi a quella di Campu Giavesu e della zona di Bonorva, cui abbiamo già accennato, mentre dal lato nord appare alla base N-O del Monte Rasu come è apparsa nella valle di Bono: qui però si tratta di tufo trachitico. Le due rocce insieme si possono osservare soprattutto in fondo alla discesa della strada tra Bono e Ozieri.

Infine, senza allontanarsi dalla direttrice sud-nord, continuando attraverso le montagne, si finisce per trovare, a mezz'ora di cammino da Ozieri, la strada reale da *Mores* a Ozieri: qui i recenti lavori stradali mi hanno permesso di osservare, nel 1853, il ripetersi di ciò che già avevo visto sul Monte Santo Padre, al di sopra di Bortigali: i grossi blocchi arrotondati di granito incassati nel tufo trachitico. Al di sopra di questo punto, la trachite si trova lungo il pendio della montagna e sembra spandersi come una colata sugli schisti cristallini ed i calcari che costituiscono il suolo della stessa cittadina di Ozieri. Penso che accada lo stesso al granito che si trova stabilmente nei dintorni.

Le trachiti dei dintorni di Ozieri di solito passano ad argillolito rosso contenente feldspato vitreo bianco (*b 63*). A questa formazione rocciosa viene dato il nome di *cantone*, dato che è facile tagliarlo con l'accetta ed è ottimo per l'edilizia: come ad Azuni, a Samugheo ed in altre località, passa a roccia tenera, leggermente granulosa e di colore verde forte, utile per le decorazioni e le facciate delle case.

Il terreno della grande pianura posta a nord di Ozieri è completamente costituito da tufo trachitico biancastro, che a volte assume una colorazione verde chiara (*b 64bis*). Si erode facilmente riducendosi in polvere, come si può osservare nei vecchi muri di cinta del *Campo di Ozieri*; ho perciò esitato molto ad inserire questa roccia tra i tufi trachitici, propendendo per un inserimento nella classe dei tufi pomicei, cui è dedicatoo il prossimo capitolo.

Su Sassu. Ma, se da un lato questo tufo è strettamente legato a quello di Òschiri, a sua volta in rapporto col calcare siliceo d'acqua dolce (ne abbiamo parlato nel capitolo VII), d'altro canto la colorazione verde e soprattutto il suo passare ad un tufo certamente sottostante alla trachite antica che si trova nei pressi, alla base del grande tavolato di *Su Sassu*, mi convincono ad associarlo a quelli descritti in questo stesso capitolo.

Per il resto, alcuni rilievi di trachite antica allo stato di tufo brecciolare o di trachite porfirica, o anche di argillolito, si trovano nei dintorni di *Òschiri* e anche più lontano, verso est, nella valle che congiunge il suo territorio a quello di *Monti*. Si tratta di lembi isolati di roccia trachitica che probabilmente hanno attraversato con difficoltà il granito che forma il fondo della valle e le sue pendici. Le due rocce appaiono l'una accanto all'altra al livello del suolo: sarebbe difficile riconoscerne la rispettiva età, se non si usufruisse delle precedenti osservazioni fatte nei dintorni di Neoneli e nella vallata di Bono. In breve: nella valle di Òschiri la trachite sarebbe comparsa anche in mezzo al granito, in quei punti che offrivano una minore resistenza.

Procedendo in linea retta da Ozieri verso *Tula*, attraverso il Campo, ricoperta di tufo stratificato e friabile, si giunge al grande tavolato trachitico di Su Sassu, dove si trova la *chiesa di San Leonardo*. A levante, cioè in direzione di Tula, la trachite poggia su uno schisto cristallino di probabile origine siluriana, ma si estende maggiormente verso ponente a formare veri altopiani o gruppi montuosi che giungono fin oltre Sassari. Le trachiti proseguono da *Castel Sardo* fino ai dintorni di Alghero. Si tratta sempre delle stesse due rocce, tufacea e porfirica, osservate finora e sempre sovrapposte nel medesimo ordine. La trachite, che costituisce la parte superiore dell'altopiano, è ricca di cavità e contiene venature di retinite: i vuoti sono allungati tutti nello stesso senso, dando l'idea di una colata lavica, come già avevamo osservato nella trachite di Busachi e Neoneli, con la quale questa è in stretto rapporto anche sotto l'aspetto puramente mineralogico.

A questo punto ricorderò un fenomeno proprio di questa roccia, noto localmente come un 'miracolo' di San Leonardo. Presso l'omonima chiesa, fra le numerose cavità prodotte dall'erosione meteorica, nella trachite porfirica che costituisce il suolo del tavolato si osserva una piccolissima grotta, del diametro di un piede e mezzo o giù di lì, il cui ingresso permette appena il passaggio della mano di un uomo; al centro della cavità interna si trova un nocciolo sferico della stessa roccia, completamente indipendente dalle pareti della grotta, così che con la mano lo si può far girare a piacimento, senza però poterlo estrarre dall'apertura, chiaramente di minori dimensioni. Dato, poi, che la pietra ha preso la forma di un formaggio sardo, la tradizione locale vuole che in origine essa fosse veramente un formaggio che, rubato e poi qui nascosto, sarebbe stato

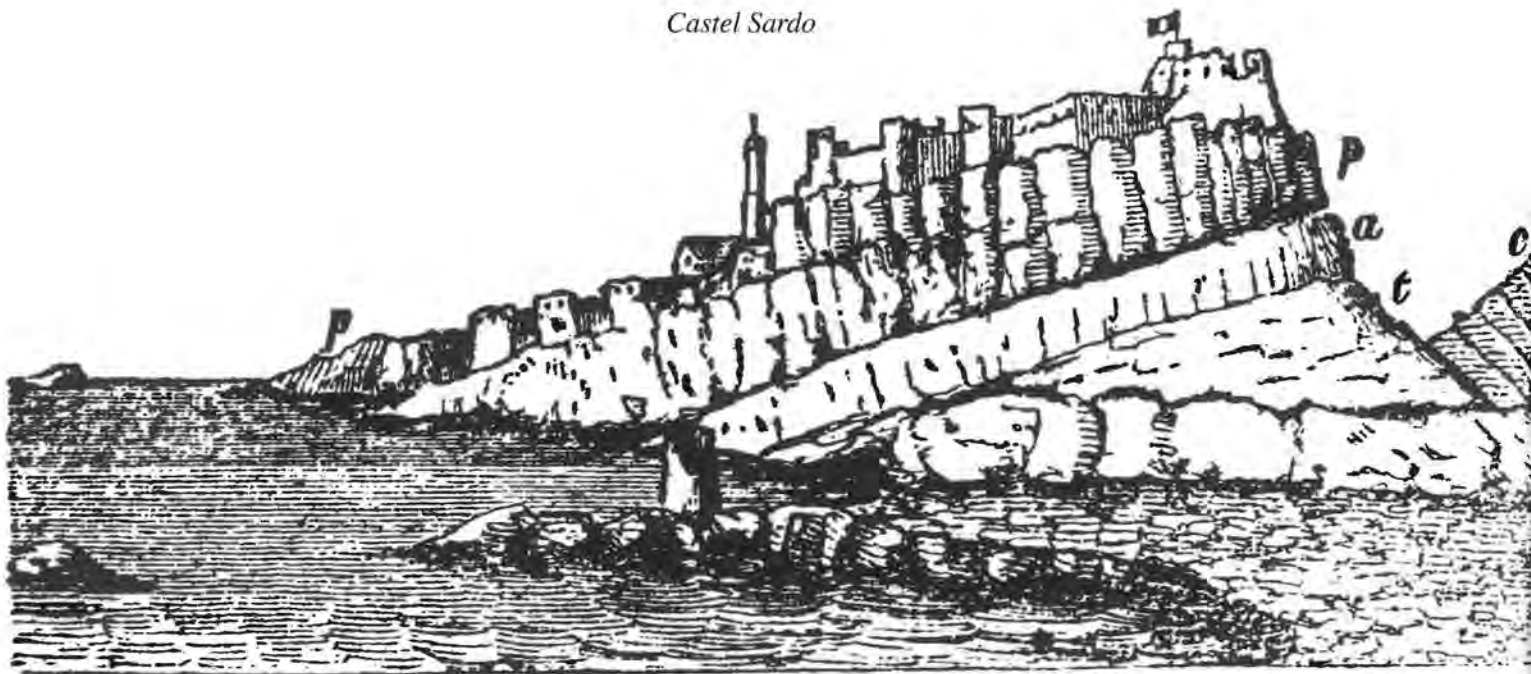
trasformato in pietra dal santo, con grande disappunto del ladro. Mi sembra inutile soffermarmi a spiegare questo semplice fenomeno erosivo, abbastanza diffuso tra le rocce di struttura granitica e porfirica.

Lungo l'altopiano di Su Sassu ho trovato, sparsi sul terreno, numerosi frammenti di ossidiana nera opaca e grossolana; siccome sono di notevole dimensione e differiscono da quelli del Monte Arci, mi sono convinto che non possano avere la stessa origine; è anche vero, però, che non sono riuscito a trovare questa roccia in sito.

Da Martis a Castel Sardo. La vallata di *Martis* si apre nella massa trachitica, quantunque in numerosi punti essa sia coperta da strati di tufo pomiceo e di calcare terziario d'acqua dolce e marina. Il grande tavolato trachitico detto *Planu Èdera*, nei pressi di *Nulvi*, si unisce a levante ad una piccola catena montuosa della stessa natura, che giunge pressappoco al *castel Doria*, dove hanno inizio i graniti di Gallura. Il *Monte Furcadu* ('biforcuto'), costituito anch'esso da roccia trachitica, separa il territorio di *Sèdini* e di *Pèrfugas* da quello di Castel Sardo.

Castel Sardo è costruito su una specie di promontorio che domina il canale di Bonifacio. Il suolo è rappresentato da una formazione fortemente inclinata di porfido trachitico ordinario sovrapposto a strati di tufo con frammenti di trachite; l'inclinazione è tale che le strade della città, che vanno dalla sommità verso il mare, sono impercorribili senza l'aiuto di scalinate: ci si può rendere conto di questa inclinazione osservando la figura qui sotto.

Fig. 96

Castel Sardo

c, calcare terziario pliocenico marino; *t*, conglomerato e tufo trachitico; *a*, argillolito trachitico; *p*, porfido trachitico a prismi irregolari.

A ovest del Sassu che abbiamo, lasciato per dirigerci fino al mare e che riprendiamo come punto di partenza, si trova un altro tavolato simile, chiamato *Sassittu* ('piccolo Sassu'), anch'esso di trachite porfirica, che forma anche una specie di catena montuosa che domina il villaggio di *Ploaghe* e giunge quasi fino alla base di *Scala di Giocca*, nei pressi di Sassari, dove si nasconde sotto un pesante strato di terreno terziario.

Sassari. Dalla parte opposta, cioè verso il mare, la trachite prosegue da Castelsardo fino ai villaggi di *Sorso* e *Sènnori*, è sempre sotto terreno terziario: ciò si verifica anche nella zona del *nuraghe Sa Patada*, di cui abbiamo parlato nel capitolo VIII.

A mezz'ora di cammino da Sassari in direzione ovest si trova la collina detta di *Santa Natòlia*, la cui copertura è di terreno terziario, mentre la base è di trachite. La località in cui questa trachite si può esaminare meglio è quello detto *Fontana del Corvo*: il geologo che parta da Sassari per iniziare le sue escursioni nell'isola dovrebbe subito recarsi qui per aver modo di studiare immediatamente le trachiti antiche sarde. Si tratta in effetti della stessa trachite dell'isola di San Pietro, che io ho usato come punto di partenza nel presente capitolo: per quanto riguarda Santa Natolia, si tratta di porfidi trachitici associati a retinite e sovrapposti al tufo, anch'esso contenente frammenti di trachite.

Nonostante la continua variazione di tipo, possiamo ritenere che si tratti di trachite porfirica rossa contenente cristalli di feldspato bianco che passa in modo poco avvertibile a retinite porfirica di colore bruno (*b 65*), che sembra ora fondersi con la roccia principale, ora contenerne dei frammenti modificati (*b 66*). Esaminando con molta attenzione le relazioni esistenti tra la retinite e la roccia trachitica propriamente detta (relativa alla Fontana del Corvo), si è tentati di credere che la retinite stessa sia dovuta ad un fenomeno posteriore alla deiezione o allo spandimento del porfido trachitico. Lo dimostrerebbe il fatto che qui la retinite sembra passare ad una roccia bruna, porosa, i cui vuoti interni, leggermente allungati e molto numerosi, sono coperti da un sottile strato di sostanza gialla che dà alla roccia l'aspetto di amigdaloide (*b 67*).

Le rocce trachitiche di Santa Natolia proseguono senza interruzione nelle colline, sempre trachitiche, dei dintorni di *Uri*, ma anche fino alle vicinanze di Alghero e di Olmedo che ne rappresentano il limite occidentale; verso nord invece conti-

nuano fino a La Crucca e quindi al mare o, meglio, fino al ponte romano di Porto Torres.

La trachite del Toro. A conclusione del capitolo voglio riferire di una roccia eminentemente trachitica che costituisce un isolotto distante 11 miglia marine a ovest di Capo Teulada, a sud dell'isola di Sant'Antioco. Questo rilievo isolato, sul quale a suo tempo posi la mia stazione trigonometrica, può avere un'altezza di circa 200 metri ed una circonferenza di un miglio marino: si chiama *Toro*. Vi si può accedere solamente da N-E e pure con molta difficoltà. È completamente spoglio di vegetazione: soltanto in qualche fessura si trova un po' di cicoria selvatica. La roccia che lo forma per intero, invece di cambiare continuamente (come le altre trachiti antiche sarde), è del tutto omogenea e non poggia su tufo: si decompone a contatto con l'aria e forma piccole grotte dal suolo ricoperto di fine sabbia feldspatica.

Si tratta di una trachite grigiastra essenzialmente feldspatica e cristallina che contiene cristalli di feldspato vitreo grigio e piccolissimi grani neri, che inizialmente ho scambiato per pirosseno: hanno però l'aspetto di titanato di ferro (*b 68, 69*).

L'isola del Toro sembra rapportarsi ad altri due isolotti vicini, chiamati *Vacca* e *Vitello*, ma, dato che questi sono costituiti da un conglomerato vulcanico simile a quello della parte meridionale dell'isola di Sant'Antioco, se ne parlerà nel capitolo XIV, astenendoci nello stesso tempo dal provare a determinare l'età geologica del Toro, che figura qui solo per la sua struttura trachitica.

Del resto un giorno potrebbe rivelarsi una identità di origine e di struttura tra il Toro ed un'altra isola, un po' più grande, che si trova non lontano dalla costa africana e che si chiama *Galita*. Tutti i dati a proposito di quest'isola, che io stesso ho visto (ma da una certa distanza) mentre mi trovavo in navigazione tra Bona e Tunisi, mi convincono della sua struttura trachitica; poiché, però, la conformazione che la distanza mi ha impedito di osservare differisce sostanzialmente da quella delle trachiti antiche delle isole di San Pietro e di Sant'Antioco, mi pare opportuno pensare che la sua composizione mineralogica assomigli piuttosto a quella del Toro che a quella delle isole di San Pietro e di Sant'Antioco.

Conclusioni. Ed eccoci così alla fine di questa lunga e monotona elencazione delle principali località in cui si trovano quelle rocce che ho chiamato trachiti antiche per distinguerle da un altro tipo che probabilmente appartiene ad un'epoca posteriore. Riassumendo, possiamo dire:

1, che la quasi costante uniformità di costituzione e di rapporto reciproco tra la parte superiore e quella inferiore di queste formazioni è, a mio avviso, una prova se non dell'apparizione contemporanea, almeno della loro origine comune;

2, che la direzione N-S quasi esatta mostrata generalmente da queste trachiti mi convince che la loro comparsa nella superficie del suolo della Sardegna possa riferirsi ad un movimento della crosta terrestre avvenuto in questa direzione e noto scientificamente col nome di *sistema sardo-corso*;

3, che il fatto che queste rocce si trovino quasi esclusivamente nella parte occidentale dell'isola, e quasi sempre ai piedi della grande dorsale granitica, può suggerire che esista un qualche rapporto fra la causa che ha portato in alto il rilievo granitico e quella che ha fatto emergere le trachiti ad occidente;

4, che da quanto si è detto risulta quasi certamente che il tufo trachitico, che si trova sempre sotto la trachite porfirica, si è deposto in modo meccanico e quasi sempre in strati paralleli: questo, insieme ai numerosi frammenti di trachite che contiene, è la prova della presenza di un fluido acqueo;

5, che le caratteristiche esclusivamente laviche della maggior parte delle trachiti cristalline (che costituiscono la formazione sovrastante il tufo) e le diverse condizioni di raffreddamento che mi è sembrato di intravvedere nei diversi modi di essere della roccia, mi spingono a ritenere che la parte superiore delle trachiti sarde antiche sia il risultato di un'azione effusiva avvenuta quando la loro materia era allo stato igneo fluido.

In quanto all'età geologica relativa alla nascita delle trachiti antiche, non ho dubbi che essa sia posteriore rispetto a quella del terreno terziario eocenico (con ceriti e millioliti) di Gonnesa e del Monte Sirai, a sua volta anteriore ai depositi miocenici e pliocenici sovrapposti o contenenti, negli strati inferiori, frammenti di trachite antica.

CAPITOLO TREDICESIMO

Il tufo pomiceo

I tufi pomicei di Sardegna. Seguendo l'ordine già stabilito nella classificazione delle rocce sarde della collezione e del catalogo, dedico ora un capitolo esclusivamente ai tufi pomicei, da ritenersi probabilmente indipendenti dalle trachiti antiche già descritte. I terreni di cui ora tratteremo si distinguono dai tufi trachitici essenzialmente: *1*, perché invece di fungere da strato primario rispetto agli argilloliti ed ai porfidi trachitici, al contrario danno forma ad una cintura alla loro base o ne sono del tutto indipendenti; *2*, per la loro giacitura, dato che sono quasi tutti associati a depositi di terreno terziario superiore, che in questo caso sono sempre a loro sovrapposti, sebbene spesso in stratificazione discordante; *3*, per la loro struttura, consistente soprattutto in un detrito di materiali pomicei friabili, di solito bianchi o grigi; *4*, per le tracce di vegetali fossili che, al contrario di altri tufi, vi sono contenuti; *5*, infine, per l'abbondanza di piccolissimi cristalli di mica nera, che si trovano nei tufi trachitici antichi solo incidentalmente.

Àllai. La presenza dei cristalli di mica e degli indizi di vegetali carbonizzati mi convincono a inserire in questo capitolo il tufo che si trova nei dintorni di Àllai, col quale diamo inizio all'elencazione dei depositi di questa categoria. Nel fondo si trova una specie di conglomerato trachitico alterato, biancastro; se da un lato contiene, come dicevo, pagliettine di mica e tracce di vegetali carbonizzati, dall'altro ricopre frammenti di trachite porfirica e perfino di pegmatite (*b* 1*). Si trova molto vicino al villaggio, alla base orientale del *Monte Ghìrghini*, e pare associarsi sia alla pegmatite, che attraversa il fondo della montagna, sia alla grande massa trachitica di Samugheo e di Azuni, dove funge da cintura. Può darsi che questa formazione sia più opportuno inserirla tra quelle della trachite antica. Naturalmente mi dispiace di non avere più visitato da molti anni questi luoghi: un tempo non avevo ancora adottato un sistema definitivo di classificazione dei terreni della Sardegna; invito perciò i geologi che verranno dopo di me a rendersi meglio conto dei rapporti di questo tufo con i terreni trachitici che lo attorniano.

Monte Arcuentu. Nel capitolo precedente dicevo che Capo Altano e i dintorni di Porto Paglia costituiscono il confine settentrionale del gruppo trachitico di tutta la costa occidentale della Sardegna: ciò non corrisponderebbe a verità se nella classe delle trachiti antiche inserissimo anche i depositi di tufo pomiceo che si trovano alla base occidentale del Monte Arcuentu e, più lontano, in direzione di Flumentorgiu e di Capo Frasca; ma la distinzione che mi è parsa giusta fra il tufo pomiceo propriamente detto ed il sottostante tufo trachitico citato nel precedente capitolo mi convince a inserire in questo capitolo il deposito di tufo pomiceo posto al di sotto dell'Arcuentu.

Monte Vecchio. Il deposito dell'Arcuentu appare chiaramente quando ci si sposta dalla *miniera di Monte Vecchio*, nei pressi di Gùspini, in direzione della regione di *Fontanaccio*, su cui torneremo nel prossimo capitolo. Si tratta di un tufo bianco tenero e in qualche punto pulvirulento, disposto in strati paralleli sovrapposti al terreno siluriano; contiene una grande quantità di piccolissimi cristalli di mica ed anche resti di piante fos-

sili carbonizzate (*b 2*). Nei vari punti non ha sempre lo stesso spessore e sorprendentemente accompagna quasi sempre terreni terziari subappenninici che gli sono sovrastanti, ma non sempre perfettamente concordanti con gli altri strati.

Da Flumentorgiu allo Schiavone. Un tufo del medesimo tipo si trova presso la costa, a dieci minuti dalla tonnara di Flumentorgiu, verso nord; ha tutte le caratteristiche di quello di Fontanaccio (*b* 3*) ma contiene una maggiore quantità di piante carbonizzate: nonostante ciò, non mi è stato possibile estrarne esemplari di piante definibili. Ricordo soltanto di aver visto fusti nodosi e scanalati di una certa dimensione, molto simili alle *Calamites*, ma non mi è riuscito di estrarli interi per la grande facilità con cui si riducono in polvere.

Come a Fontanaccio, il tufo poggia sullo schisto siluriano e sottostà al terreno terziario. Nei pressi di Flumentorgiu, a nord della tonnara, uno dei filoni di basalto che attraversa tutta la formazione ha influito in modo strano sul tufo pomiceo modificandolo, nel punto di contatto delle due rocce, in una specie di retinite (*b* 4*).

Ancora più a nord di Flumentorgiu, in una località costiera detta *Lo Schiavone*, proprio in riva al mare si trova del tufo pomiceo del tutto simile al precedente, che è anche avvolto da depositi terziari ed in stretto contatto con la roccia basaltica (*Tavola V, figura 2*).

Da Campu Giavesu a Ploaghe. All'interno, invece, mi è sembrato di riconoscere il tufo pomiceo in un sito del Campu Giavesu, verso ponente: qui assume una colorazione biancagiallastra e contiene delle pagliuzze di mica nera; in alcuni punti sembra cambiare in pietra pomice più che dare origine a tufo pomiceo. La sua posizione al di sopra della trachite antica ed al di sotto del terreno terziario non mi ha dato la possibilità di assegnargli un'altra collocazione nella mia classificazione delle rocce sarde.

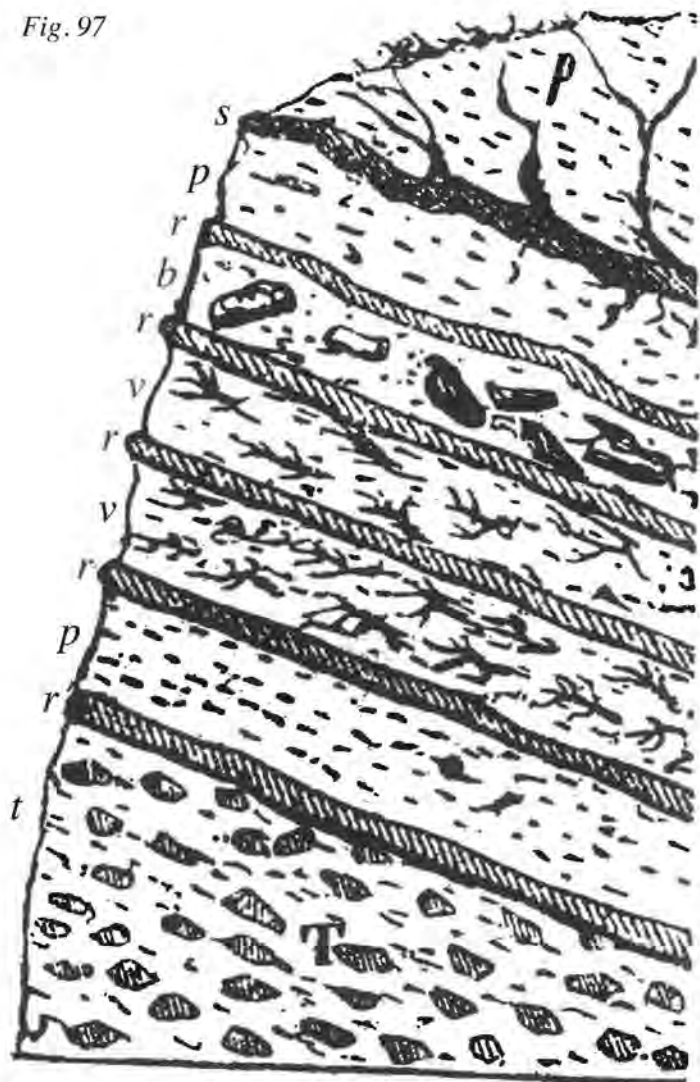
Anche la base del *Monte Santo di Torralba* è costituita da una grande formazione di tufo pomiceo bianco e friabile che forse, un tempo, dava luogo ad un grande bacino nel quale erano depositati anche i grès, le sabbie ed i calcari marnosi pliocenici, che tuttora ricoprono il tufo in parecchi punti; questo, poi, si trova anche nella *pianura di Campo Mela*, dove gli scavi compiuti per i lavori della grande strada (nel 1824) hanno messo in luce gli strati inferiori del tufo pomiceo, bianco-verdastro, ed una specie di marna: entrambi si trovano sotto il terreno terziario pliocenico. In questa formazione ho trovato anche i resti di vegetali carbonizzati ricordati nel capitolo VII.

Nel momento di lasciare la strada reale in questa zona per dirigersi verso Ploaghe, si passa per la *valle di Saccargia* o dall'altro lato della colata basaltica detta *Su Coloru*: qui si vede a più riprese il tufo pomiceo uguale a quello della base del Monte Santo, che è bianco e friabile e ricopre la trachite antica sottostando a terreno terziario: contiene nucleoli di materiale ferruginoso (*b 6, 7*). Questi con molta probabilità sono dovuti a sorgenti cariche di ferro che sgorgano nei pressi, allo stesso modo della fonte acidulata *di San Martino*, che sgorga dal tufo in territorio di Codrongianus.

All'ingresso di Ploaghe da ovest nel tufo e nei sabbioni terziari che lo ricoprono si trovano dei tronchi verticali di legno pietrificato e bituminoso.

Da Castel Sardo a Martis. Trasferiamoci ora presso il canale della Corsica, tra Castel Sardo e la spiaggia di Sorso, vicino alla foce del *Rio Perdas de Fogu* ('delle pietre di fuoco'): alla base dei monti trachitici troveremo una cintura di tufo biancastro stratificato che giunge fino al mare.

Questo è essenzialmente pomiceo e molto leggero (*b 8*) e contiene in qualche strato dei frammenti di legno silicizzato e opalizzato oltre che tracce di vegetali. Tra questi domina lo stesso *Tiphaelopium plutonis* che avevamo riscontrato nel calcare di acqua dolce (con silice) di Òschiri. Questa formazione pomicea è attraversata, come a Martis, da strati e filoni di selce piromaca (*b* 9*) e da una resinite che passa al calcedonio. Il disegno in sezione che segue dà solo un'idea approssimativa di questa roccia; l'ho eseguito lungo la strada che va da Castelsardo a Sorso, non lontano dal mare.

Fig. 97

T, tufo contenente grossi frammenti di trachite antica; *r*, strati di selce-resinite e piromaca; *p*, tufo pomiceo leggero e biancastro; *v*, stesso tufo con tronchi di *Tiphaelopium*; *b*, stesso tufo con frammenti di legno pietrificato e opalizzato (di palma?); *s*, altro strato di selce piromaca sotto forma di venature nel tufo.

Potrebbe darsi che nella valle del ruscello vicino, chiamato Perdas de Fogu, che non mi è stato possibile esplorare, il tufo pomiceo appaia ancora, dato che l'ho ritrovato, sempre in forma di cintura, sulla trachite antica dell'altro costone della montagna, nel bacino di Martis. Questo paese, come si è già detto, poggia su un tufo pomiceo che qui assume una colorazione bianca-grigiastra e contiene, come a Fontanaccio, pagliuzze di mica nera (*b* 10*); vi ho notato anche frammenti di legno agatizzato (*b* 11*) e qualche residuo di piante analoghe a quelle della formazione dei dintorni di Castel Sardo.

Fino a qualche anno fa gli abitanti del villaggio di Martis vendevano pietre focaie in tutta l'isola, ma questa attività è quasi del tutto scomparsa in seguito all'introduzione delle capsule fulminanti e dei fiammiferi chimici, che hanno avuto diffusione anche tra i monti della Sardegna. La selce che veniva estratta per questo scopo è di numerose varietà e passa o al calcedonio e alla cornalina (*b* 12*) o ad una vera e propria pietra da fucile: ne ho estratto un campione di natura pseudoframmentaria con macchie brune su fondo rosa, dal bell'effetto cromatico (*b* 13*). A Martis le pietre silicee si trovano nel tufo pomiceo in strati o, più spesso, in filoni.

Non voglio tornare sul discorso dei rapporti esistenti tra i ter-

reni di Martis e quelli di Òschiri, ma non posso astenermi dal segnalare la presenza ad Òschiri di questo tufo pomiceo, che serve a completare la somiglianza tra i depositi dei due bacini.

Conclusioni. Per il momento mi pare sufficiente concludere così: *1*, in Sardegna esistono tracce di un deposito costituito da frammenti pomicei che è posteriore alla comparsa delle trachiti antiche e precedente a quella delle formazioni subappenniniche; 2, i tufi pomicei potrebbero rappresentare nell'isola quella classe di terreni che si è deciso di chiamare miocenici, dato che contengono vegetali da attribuire alla flora dell'epoca terziaria media; ma soprattutto perché nei rapporti pressoché costanti con le formazioni subappenniniche, a volte stratificate, non sono sempre disposti in stratificazione concordante con i terreni che sono loro sovrapposti.

CAPITOLO QUATTORDICESIMO

Trachiti anfiboliche e fonolitiche

Caratteri di queste trachiti. Le trachiti anfiboliche e fonolitiche si differenziano dalle trachiti antiche sia per alcune particolari sostanze che fanno parte della loro struttura, sia per le relazioni che hanno con i terreni sedimentari, con i quali talvolta si trovano a contatto: da ciò sono indotto a pensare che la loro emissione sia avvenuta in un'era geologica più recente di quella relativa ai terreni di cui abbiamo parlato nei due precedenti capitoli.

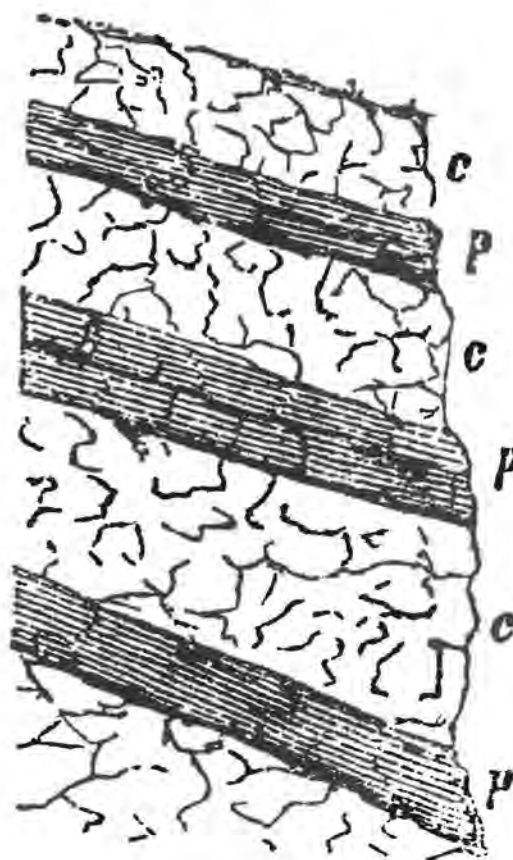
Queste formazioni mantengono in molti punti le caratteristiche della trachite; talvolta questi caratteri sono anzi ancor più evidenti, ma i cristalli di anfibolo che quasi sempre vi sono contenuti, quelli di pirosseno e qualche traccia di prìdoto le distinguono nettamente dalle trachiti antiche, che ne sono del tutto sprovviste. Molto spesso passano a roccia anfibolica o a fonolite e molto raramente si avvicinano al basalto, fenomeno che dà loro un carattere del tutto particolare.

Di solito le trachiti di questo tipo assumono esternamente la forma di monticelli conici uniti fra loro alla base: dalle trachiti antiche si distinguono anche per l'isolamento delle formazioni: mentre quelle sembrano aver fatto parte di una grande massa pressoché continua che fu spostata, spezzettata e denudata dopo la sua espansione, queste paiono circoscritte a spazi limitati e sembrano aver subìto degradazioni esclusivamente di tipo atmosferico. Inoltre queste si allineano lungo una direttrice particolare ed assumono l'aspetto di rocce sollevate e sparse, piuttosto che quello di materiali venuti alla luce attraverso il suolo preesistente e sparsi su di esso.

Infine vi abbondano le zeoliti di diverse specie che non ho mai riscontrato nelle trachiti antiche; così anche le venature di carbonato di calcio e di quarzo.

Il Capo di Pula. Continuiamo a seguire l'ordine adottato finora nella elencazione delle località che di volta in volta interessano il nostro discorso. Anche in questo capitolo iniziamo perciò dal *Capo di Pula*, che si trova all'estremità occidentale del golfo di Cagliari. Promontorio-penisola, sormontato da una torre detta *Coltellazzo*, si eleva ad un'altezza di 53 metri sul livello del mare, che la circonda da quasi tutte le parti. Si compone di roccia trachitica a base di feldspato grigio-violaceo, interamente punteggiato di piccole macchie anch'esse feldspatiche (*c 1*): se ci si alita sopra, esala un odore argilloso molto forte; contiene numerosi cristalli di anfibolo brunastro. Si può dire tessuta da una massa di innumerevoli frammenti irregolari, spigolosi o arrotondati, cementati da una pasta della stessa natura: non mi sento di chiamarla struttura brecciolare, ma nei punti in cui la roccia è esposta all'azione erosiva degli agenti atmosferici si decompone superficialmente e lascia in rilievo dei noccioli arrotondati, prendendo l'aspetto di un conglomerato. Questo fenomeno è comune a tutte le rocce sarde che inserirò nella categoria cui è dedicato il presente capitolo.

La trachite del promontorio di Pula sembra alternarsi a formazioni di materiale più compatto, bruno-nerastro, molto ricco di anfibolo, di struttura e aspetto fonolitico: è disposta in strati o, meglio, in placche parallele. Verso est la stratificazione si alterna con trachite contenente noduli, come si vede nella figura.

Fig. 98

c, conglomerato trachitico; *p*, fonolite?

L'inclinazione di questa apparente stratificazione non mi è sembrata costante: ne deriva che il promontorio della Torre del Coltellazzo, visto da un osservatore che guardi da S-E, mostra la roccia in direzione da E, N-E a O, S-O con l'inclinazione di 26° verso N, N-O; mentre dal lato rivolto a N-E l'inclinazione appare in senso opposto (S, S-E). Ecco uno schizzo del promontorio, visto da N-E.

Fig. 99

c, conglomerato di trachite anfibolica con stilbite; *p*, roccia fonolitica.

La formazione rocciosa è molto ricca di fenditure tutte piene di stilbite di numerose varietà, tra le quali ricorderò quella bianca radiata *(c 1)*.

La medesima varietà di roccia continua lungo la costa e la falesia che si trova di fronte al promontorio della torre. Nei materiali che riempiono le fessure lungo la costa ho raccolto campioni di stilbite compatta *(c 1bis* del mio catalogo).

A tre chilometri da lì, verso nord e al di sopra del villaggio di Pula, si erge nella pianura un rilievo sulla cui sommità si scorgono ancora le tracce di un vecchio castello medioevale. Il rilievo, alto 73 metri, si compone di roccia trachitica rossastra che ha segni manifesti di alterazione; vi si vedono piccoli punti bianchi, che colmano gli incavi piccolissimi della roccia: è più probabile che siano stilbiti piuttosto che cristalli facenti parte della stessa massa, che d'altra parte contiene piccolissimi cristalli di anfibolo. A rigore si può fare una distinzione tra la parte superiore e quella inferiore della formazione di Pula: una è meno compatta dell'altra *(c 2, 3)*.

Sebbene sia considerata una pianura limitata dal mare da un lato e dall'altra da una grande cintura di montagne granitiche e siluriane, verso levante la zona di Pula è piuttosto accidentata e le collinette di trachite anfibolica vi assumono l'aspetto di rilievi abbastanza elevati che dividono il territorio di Pula da quello di *Sarroch*.

Da Perda 'e Sale a Sarroch. Fra le collinette di media dimensione ricordiamo quelle della zona di *Perda 'e Sale*, chiamata così forse per la presenza di cristalli di stilbite. La roccia infatti ha solo in apparenza l'aspetto di porfido trachitico frammentario, di colore bruno-rossastro, interamente cosparso di puntini bianchi che a prima vista paiono cristalli di feldspato: osservati alla lente si identificano come cristalli di stilbite *(c 4)* che, ora bianca ora rossa, colma le fessure della roccia.

Lungo la strada che va da Pula al piccolo abitato di *San Pietro*, la formazione è attraversata da un vero e proprio filone di roccia nera dall'aspetto di porfido trachitico, contenente moltissimi cristalli grossi e neri di anfibolo *(c 5)*. Il filone si può seguire dalla riva del locale torrente fin quasi al mare, dove si perde sotto terreni coltivati e cespugli.

Una interessante varietà di questa trachite costituisce un isolotto non lontano da lì, detto *isola di San Macario*, su cui si trovano la torre omonima e le rovine di un'antica tonnara. La colorazione della roccia è un bel bruno su cui spiccano grandi e numerosi cristalli di anfibolo nero *(c 5bis)*. Le numerose fessure che vi si trovano sono anch'esse riempite di stilbite.

Se ci si dirige dalla zona di Perda 'e Sale verso Sarroch, si trova la trachite che ha dato forma a monti abbastanza elevati, sporgenti nel mare, su cui si trovano le torri del *Diavolo* e *della Zavorra*. Sopra Sarroch la roccia assume l'aspetto di porfido trachitico con fondo bianco-violaceo, ricco di cristalli di feldspato bianco e, in maggior numero, di anfibolo nero o, a volte, bruno *(c 6)*. Le venature di stilbite qui sono meno frequenti: si trovano in abbondanza filoni di carbonato di calcio bianco saccaroide o in lamelle, che nella trachite antica non si riscontra mai. Vi si trova anche il quarzo sotto forma di venature anziché in filoni. Sulla strada per Cagliari, a 10 minuti da Sarroch, la trachite sparisce del tutto sotto terreni diluviani e di fronte al granito che ricompare nei pressi di *Orri* sotto il terreno siluriano.

Monastir. Dirigiamoci ora verso la grande pianura del Campidano, subito a nord di Cagliari, dove sorgono numerosi raggruppamenti di collinette che, per il tipo di roccia, appartengono alla formazione di Pula e di Sarroch. Iniziamo dal gruppo più vicino a Cagliari, quello di Monastìr.

Per raggiungere la località occorre seguire la strada reale Cagliari-Sassari, che passa per il villaggio di Monastìr. Prima di giungervi, il geologo che abbia l'intenzione di visitare l'intero gruppo dovrà lasciare la strada reale all'altezza della *chiesa di Santa Lucia* (a destra) e salire sul *Monte Ollàdiri* che è il più centrale e il più importante dell'intero gruppo.

Questo rilievo, sul quale ho sistemato a suo tempo il mio segnale trigonometrico, non raggiunge i 200 metri di altezza e si distingue, per la forma conica quasi regolare, da quelli che gli stanno vicino, che sono arrotondati e gli formano attorno una specie di cintura, anche se sono separati da quello, nonché tra loro, da piccole depressioni o vallette: queste permettono di giungere al cono centrale senza dover scalare le creste e le cime dei rilievi circostanti *(Tavola V, figure 6* e *6bis)*.

Il cono centrale si compone di una roccia quasi analoga a quella già vista presso il promontorio di Sant'Efisio di Pula: ne troveremo una del tutto simile presso il *castello di Òsilo*, nei dintorni di Sassari. Si tratta di porfido trachitico bruno contenente cristalli anfibolici neri; assomiglia talmente al basalto che mi era sembrato di trovarvi tracce di olivina nei cristalli che vi sono contenuti e che non possono essere altro che di pirosseno. La rassomiglianza di questa roccia col basalto è sottolineata dalla suddivisione prismatica irregolare che mostra soprattutto sulla cima del monte, dove spunta per un'altezza di due metri in guisa di filone o dicco. Qui sopra si trovano ancora i resti delle mura di un antico forte, che mi sono serviti per preparare il segnale; a poca distanza la roccia è suddivisa in strati paralleli, proprio come a Pula. Colpita dal martello risuona forte e assume totalmente l'aspetto di fonolite *(c 7)*.

I monticelli che circondano il cono principale sono generalmente costituiti da trachite porfirica dello stesso tipo di Pula e dei monti di Sarroch. La sua struttura assomiglia a quella di un conglomerato di pietre, arrotondate e non, cementate da una pasta dello stesso tipo, di modo che la superficie dei rilievi, esposta per tanto tempo all'azione erosiva degli agenti atmosferici, mostra l'aspetto di un vero conglomerato le cui parti cementate restano in rilievo.

Bisogna dire, comunque, che questo tipo di roccia si trova soprattutto nei monticelli che congiungono il Monte Ollàdiri con il paese di Monastìr; è attraversato da un filone di materiale nero uguale a quello della cima dov'è il mio segnale: siccome il filone corre in senso N-S, si può supporre che sia sempre lo stesso, che però si mostri a varie riprese.

Del resto la massa principale di questi rilievi è spesso spaccata e le fessure sono piene di cristalli di anàlcime, di stilbite, di cabasite, di aragonite e di heulandite; in altri punti è attraversata, come a Sarroch, da venature calcaree ed anche quarzose. Si può definire un porfido trachitico bruno-rossastro con numerosi cristalli neri o bruni di anfibolo *(c 8, 9, 9bis)*.

Le alture meridionali dello stesso gruppo sono costituite in gran parte da amigdaloide a base di porfido trachitico contenente vacuoli rivestiti da mesotipo perlaceo o da stilbite bianca raggiata *(c 10)*. Vi si trovano anche l'anàlcime e la cabasite, ma esclusivamente nelle spaccature della roccia; altre sostanze si sono formate all'interno, nelle cavità dell'amigdaloide, oppure vi sono penetrate.

Qui non mi pare necessario esporre una teoria sulla formazione di questo interessante gruppo che è composto, comunque, da rocce di origine plutonica: faccio solamente osservare che questi piccoli rilievi, data la loro forma e l'assenza completa di colate nella zona, allontanano l'idea che si sia trattato di un'azione vulcanica, come succede per le altre formazioni pirogene, delle quali ci occuperemo nei capitoli successivi: la dimostrazione di ciò, del resto, ci viene dai vulcani attivi italiani.

Il porfido anfibolico nero *(c 7)*, che passa al fonolito e assomiglia al basalto, sembra rivestire un importante ruolo sia nel gruppo di Monastìr, sia al promontorio di Pula, come pure al castello di Òsilo, di cui parleremo più avanti.

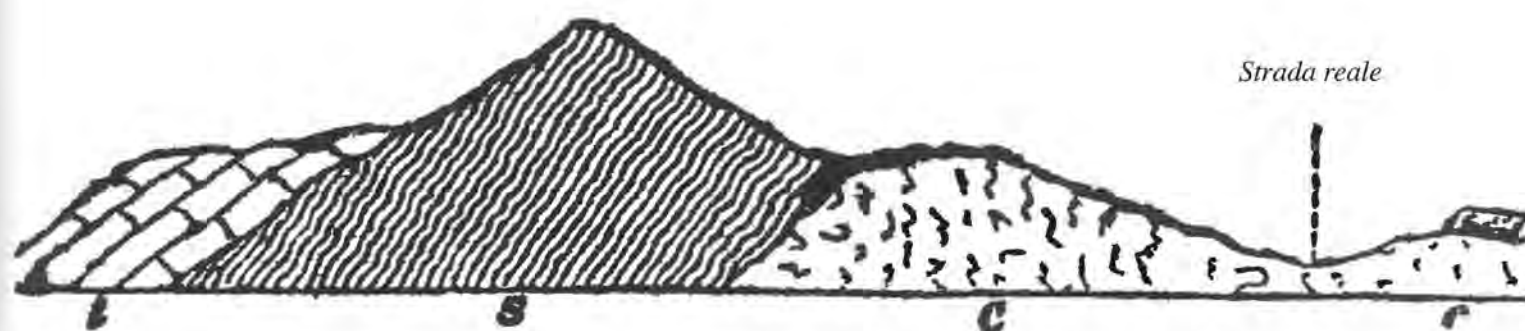
Da Nuràminis a Serrenti. Lungo la discesa di Monastìr verso nord, la formazione trachitica scompare e inizia la pianura alluvionale del Campidano; appena si giunge in vista di Nuràminis, però, essa riaffiora dal terreno terziario. A queste rocce darò un nome generico, dato che non saprei come definirle, data la loro estrema variabilità: esse sono legate chiaramente, comunque, a quelle di Monastìr e di *Serrenti*.

La formazione che appare quando si giunge a Nuràminis provenendo da Monastìr è penetrata in alcuni punti da calcare

terziario modificato: i suoi frammenti sono stati strappati ed inglobati; in altri punti assomiglia talmente alla lava basaltica che si sarebbe tentati di inserirla in quella categoria: ma l'aspetto di conglomerato e l'assenza del peridoto che ne rappresenta la principale caratteristica, ma soprattutto la certezza di aver constatato di persona il passaggio graduale dalle trachiti di Monastìr a quelle di Serrenti, tra le quali queste sono topograficamente intermedie, ci inducono ad inserirle tra quelle che sono oggetto di questo capitolo. Inoltre la roccia di Nuràminis è più anfibolica che pirossenica, successiva, cioè, alle trachiti anfiboliche e fonolitiche di Pula e del Monte Ollàdiri di Monastìr. Nella zona di Nuràminis essa si trova di fronte alla strada reale e si presenta come *wacke* nera, ricca di caverne e bolle e penetrata dalla materia calcarea terziaria con la quale è in diretto contatto.

All'uscita di Nuràminis in direzione di Serrenti la formazione scompare, lasciando il posto a piccoli rilievi di terreno siluriano, tra i quali si trova un grosso masso isolato che si erge davanti alla strada reale, all'altezza dell'abitato di *Villagreca* (ne ho parlato nel capitolo II).

Ecco una sezione (disegnata da De Vecchi) della zona circostante, che mette in luce le relazioni fra i tre tipi di terreno che formano il suolo della zona. La sezione è stata ripresa perpendicolarmente alla strada reale, a poca distanza da Villagreca.

Fig. 100

s, terreno siluriano; *t*, terreno terziario superiore; *c*, conglomerato trachitico; *a*, terreno alluvionale.

Il territorio compreso, lungo la grande strada, tra Nuràminis e Villagreca è costituito da tre differenti terreni: quello siluriano, il terziario pliocenico e la roccia pirogena, della stessa età delle trachiti anfiboliche e fonolitiche. Nella figura quest'ultima roccia è posta sotto gli schisti siluriani che essa stessa ha sollevato assieme al terreno terziario che le stava sopra; ma a Nuràminis, dove la formazione siluriana non si vede allo scoperto, la roccia anfibolica si trova a contatto col deposito terziario nel quale si è infiltrata (ciò si osserva all'interno dello stesso paese), mentre un po' più in là ha sollevato lo stesso terreno portandolo ad una certa altezza e facendogli subire delle modificazioni nei punti in cui è avvenuto il contatto.

All'ingresso di Serrenti dal lato di Villagreca ci si trova novamente sullo stesso suolo visto a Sarroch e sui vicini rilievi. Tra le rocce viste qui e quelle di Serrenti esiste una così perfetta uguaglianza che non si riuscirebbe a distinguere fra loro i campioni raccolti in due località così distanti, se non ci venissero in aiuto le etichette e malgrado le trasformazioni cui queste formazioni sono soggette.

Per soffermarci su una di queste varietà, come campione riguardante la struttura mineralogica del gruppo di Serrenti, prenderemo la roccia che forma il *Monte Mannu*, che sovrasta il paese dal lato nord. Si tratta di un monte conico, leggermente arrotondato in vetta, alto 218 metri; la cima è molto difficile da raggiungere sia per l'asperità della roccia dovuta all'erosione superficiale e alle fenditure, sia per le numerose piante spinose che ricoprono il suolo. I crepacci, comunque, non sono colmati dalla stilbite, dall'anàlcime e da altre sostanze simili, come abbiamo visto a Pula, Sarroch e Monastìr. Si tratta di una osservazione importante, perché potrebbe dimostrarci che la presenza dei crepacci e il relativo riempimento con materie zeolotiche siano da collegare alla successiva scomparsa della roccia fonolitica, che nei monti di Serrenti è completamente assente. Annoteremo l'assenza della fonolite e delle zeoliti anche nella formazione di *Siliqua*, di cui parleremo tra breve.

La roccia del Monte Mannu è una vera e propria trachite porfirica a pasta feldspatica di colore bianco sporco-violaceo contenente cristalli di feldspato e di anfibolo, bianchi i primi, di color bruno-caffè i secondi (*c 11*): ciò ne definisce la perfetta uguaglianza con la trachite anfibolica di Sarroch.

Il Monte Mannu (si veda la *Tavola V, figura V*) rappresenta un avamposto indipendente del gruppo e si fa notare anche da lontano per le forme piramidali delle cime e per il colore rosso-mattone che generalmente mostrano queste rocce: si tratta delle conseguenze di una specie di cottura operata, al di sopra delle rocce preesistenti, dall'avvento della trachite (o forse dalla presenza di ferro). Queste formazioni, che a ovest hanno cime così alte e acute, a est scompaiono sotto gli strati del terreno marnoso terziario assumendo in tal modo l'aspetto di altopiani regolari.

Il gruppo trachitico di Serrenti meriterebbe uno studio approfondito sulla formazione delle collinette che lo costituiscono: non si tratta più di strati di tufo come quello dell'isola di San Pietro e dei dintorni di Samugheo e Neoneli, che si formarono immersi in un liquido e sui quali colò il porfido trachitico allo stato fluido di fusione; né si tratta di quelle notevoli colate basaltiche che si sparsero più tardi in modo tanto uniforme sui terreni terziari da formare altopiani e colate, come vedremo in seguito. Sono invece dei conglomerati con nucleoli composti dalla stessa sostanza di unione e fuorusciti dall'interno della terra allo stato pastoso nel momento in cui i depositi subappenninici avevano quasi completato il loro sviluppo: così questa sostanza sembra aver agito prima su se stessa, assumendo l'aspetto di conglomerato, in seguito sulle rocce che attraversava, modificandole e sollevandole sovente a varie altezze.

Altre volte queste formazioni trachitiche hanno attraversato esclusivamente le rocce preesistenti, sotto forma di veri e propri filoni: generalmente hanno preso forme singolari come quella di una serie di coni uniti alla base. Le depressioni che si

trovano appunto alla base di queste masse irregolari si presentano come dei fondovalle, intorno ai quali si deposero in circolo le parti in rilievo. I fondovalle o bacini non sono certamente residui di veri crateri, vista l'assenza di colate, ma la disposizione e la conformazione di tutte le loro parti, così varie, starebbero ad indicare dei sollevamenti avvenuti attorno a particolari centri. I sollevamenti si sarebbero spostati regolarmente, così che nel gruppo di Serrenti non ve ne sarebbe alcuno completo, come si può definire invece l'insieme dei monti di Monastìr. La tendenza delle trachiti di questa zona a disporsi circolarmente è stata verificata sia da me che da De Vecchi, che visitò la zona in seguito.

Fra i piccoli rilievi del gruppo trachitico di Serrenti sono da ricordare soprattutto quelli in cui si trovano le grotte dell'allume, che appartengono al territorio di *Segarìu* e sono composti da roccia simile a quella di Monte Mannu, ma di aspetto più frammentato (*c 12*); inoltre in parecchi punti è modificata e passa ad allumite, mentre a volte si riveste di uno strato di alluminio (*c 13, 13bis*). Questo fenomeno si manifesta presso la cima, dove avviene il contatto fra la trachite anfibolica e la marna terziaria, che mostra modificazioni segnalate dalla colorazione rossa che la fa somigliare a dei mattoni cotti, venati di bianco (*c 14*).

Questo fatto è importante non tanto per le modificazioni, abbastanza frequenti nei depositi terrosi che si trovano a contatto con rocce ignee, quanto perché il lettore sappia che questo cambiamento sembra del tutto indipendente da quello che è avvenuto sulla trachite anfibolica che ha prodotto l'allume e che molto più probabilmente è da attribuire all'azione di sublimazioni o, se si preferisce, ad emanazioni di gas analoghe a quelle della Solfatara di Pozzuoli.

La località viene chiamata localmente *Sa Roia de s'Alumina* ('la valle dell'allume'): su entrambi i versanti si trovano grotte naturali, formatesi nella roccia trachitica in decomposizione e che a volte sono state ingrandite dalla mano dell'uomo, dato che da tempo sono state sfruttate per estrarne l'allume. Al loro interno, sotto la crosta di solfato di alluminio che ne tappezzava le pareti, ho osservato sottili infiltrazioni verdi, in apparenza di rame. La marna terziaria che si trova in contatto con la trachite allumifera osservata dalla parte di Segariu sembra dirigersi da nord a sud con l'inclinazione di 9° verso est. La località si trova a 275 metri di altezza.

Rimane ora da ricordare un rilievo isolato dello stesso tipo, immesso nella roccia trachitica di Serrenti, e che si può vedere a destra, vicino alla strada reale, quando ci si dirige verso *Sanluri*. Questo roccione isolato, sul quale è stata piantata una croce, viene chiamato nel paese col nome di *Perda Longa* e differisce dalle altre formazioni che portano lo stesso nome e di cui abbiamo parlato nella seconda parte di questo *Voyage*, tutte di maggiori dimensioni; d'altra parte questa non è, come le altre, sistemata in loco dalla mano dell'uomo, ma si tratta di un semplice fenomeno naturale, molto interessante per i geologi per quanto riguarda la sua origine.

Non mi pare ammissibile che la pianura in mezzo alla quale sorge la roccia isolata sia dovuta ad una denudazione del terreno trachitico (già esistente da molto tempo) che abbia lasciato a sua testimonianza la *Perda Longa*. Mi sembra piuttosto che quando la trachite anfibolica costituente le vicine collinette si trovava ancora allo stato fluido, lì esistesse una cavità dalla quale il materiale, ancora molle, affiorò dal piano, formando col tempo il piccolo monte; questo poi potrebbe aver subìto notevoli erosioni che ne abbiano diminuito di molto la massa. Non si può credere che il suo attuale isolamento sia l'effetto, come dicevamo, di una denudazione (in senso geologico) del suolo.

Siliqua. Prima di proseguire verso nord per proseguire la descrizione di altre località nelle quali ritengo di aver individuato rocce del tipo in oggetto, attraversiamo il Campidano verso ovest e ci avviciniamo al villaggio di Siliqua, dove esiste un gruppo di piccoli rilievi analoghi a quelli di Serrenti. Il geologo interessato ad essi può, comunque, raggiungere la località partendo direttamente da Cagliari e percorrendo la nuova strada per Iglesias.

Oltrepassato *Decimomannu*, prima di giungere a Siliqua si osserva un gruppo di collinette coniche che spuntano dalla pianura tutte nello stesso modo, così da sembrare completamente indipendenti: ciò le distingue da quelle simili di Monastìr e di Serrenti, mentre l'aspetto e la struttura mineralogica corrispondono esattamente. Comunque l'isolamento è più apparente che reale, dato che la roccia che le costituisce si vede anche dove il terreno è piano e, in qualche punto, perfino ondulato.

Ecco un disegno che mostra questi piccoli rilievi e ne riproduce la forma: alcuni si biforcano in cima, altri sono perfettamente conici.

Fig. 101

Generalmente la struttura mineralogica è sempre la stessa, salvo qualche particolare che sarebbe comunque difficile descrivere approfonditamente. Ho però notato che i rilievi posti più ad oriente sono fatti di roccia molto più dura di quella che costituisce il suolo del villaggio di Siliqua, mentre i primi rilievi che si trovano giungendo da Cagliari contengono quantità maggiori di anfibolo e la roccia passa spesso ad una specie di sienite, che viene usata per la costruzione dei ponti della nuova strada che attraversa la zona. Ci si è resi conto, comunque, che se da un lato la sua estrema durezza permette una lunga durata delle opere per cui viene usata, dall'altro non è molto redditizia per i costruttori della strada, data l'estrema difficoltà della sua lavorazione (*c 15*). Può essere definita una trachite porfirica passante a porfido trachitico: ha il fondo grigio chiaro pieno di luminosi cristalli di anfibolo.

Più vicino al paese la roccia è meno dura ed i monticelli sono più arrotondati e più bassi, finendo per costituire un terreno solo leggermente accidentato. I movimenti del suolo trachitico sono in diretto rapporto col numero e la varietà dei cristalli di anfibolo che vi sono contenuti. La forma conica e slanciata

dei primi è dovuta probabilmente (in parte) alla durezza che la pietra ha acquistato grazie alla maggiore quantità di anfibolo; le forme maggiormente arrotondate delle colline vicine al villaggio sarebbero, al contrario, il risultato di una minore densità della roccia, nella quale i cristalli di feldspato aumentano in proporzione, mentre quelli di anfibolo diminuiscono o diventano più tenui e più teneri.

Tale è la varietà di roccia costituente il suolo di Siliqua e che finisce per divenire un porfido trachitico del tutto identico a quello di Sarroch e di Serrenti; il colore passa dal grigio al bruno-rossastro (*c 16, 17*). Annotiamo infine, come conseguenza della sua struttura, che il porfido trachitico assume questa struttura pseudo-frammentaria, simile ad un conglomerato, che del resto avevo già segnalato in altre località dove simili terreni sono stati esaminati.

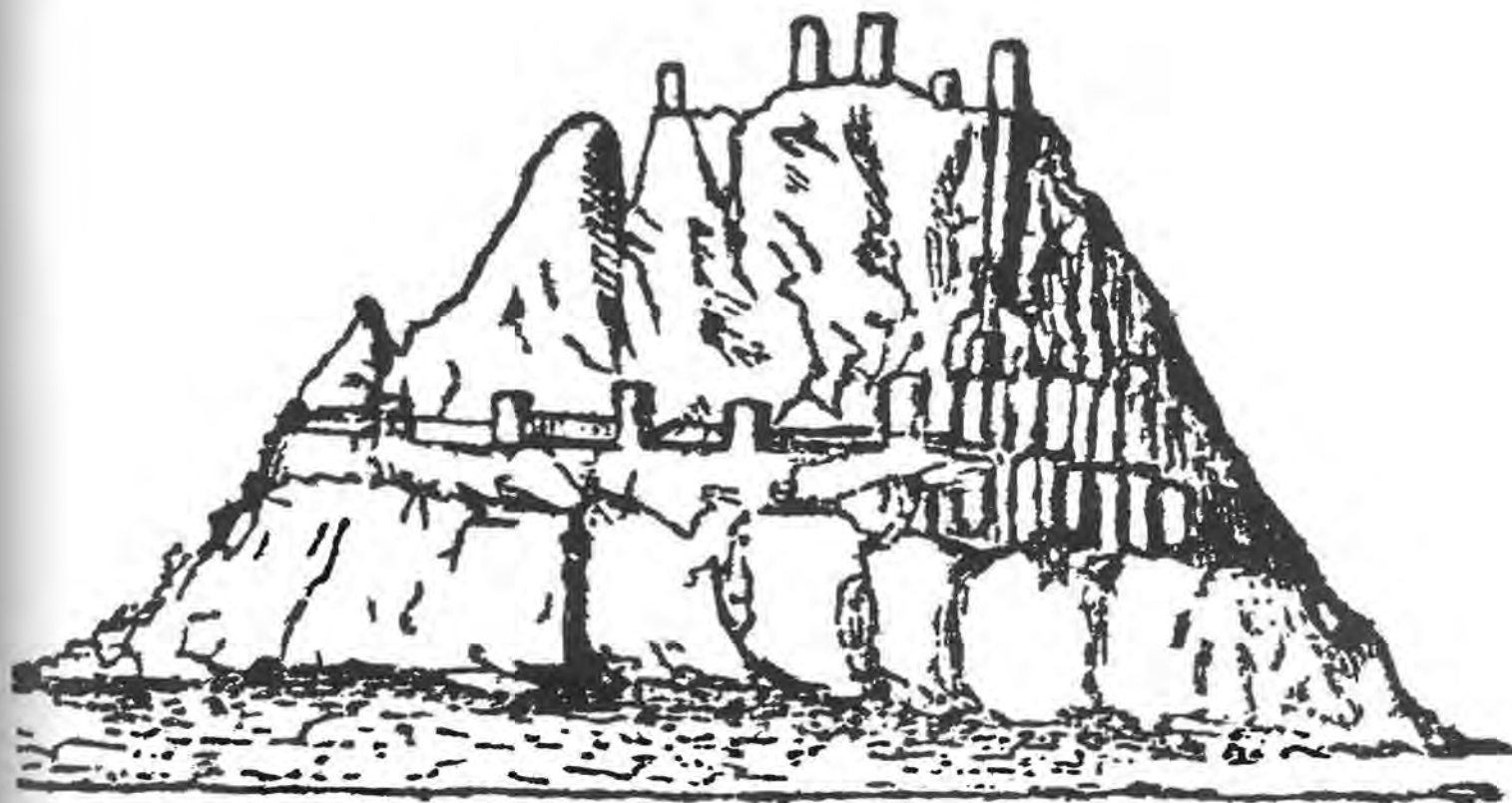
In questo gruppo trachitico, come in quello di Serrenti, non si vedono tracce degli zeoliti che ostruiscono le fenditure delle rocce di Pula e di Monastìr: il fatto sembra confermare ciò che abbiamo supposto in precedenza, e cioè che la presenza degli zeoliti potrebbe essere la conseguenza dell'apparizione della roccia fonolitica, che non esiste affatto nel gruppo di Siliqua.

Il porfido trachitico anfibolico continua verso nord, alla base della grande massa di schisti siluriani che domina da quel lato la vallata del *Rio Cixerri*; se ne osserva anche un lembo in una località detta *Acqua Cotta*, in direzione di *Villacidro*, che si trova nella piana del Campidano vicino ad una sorgente termale: questa sembra sgorgare dal terreno paleozoico e anche dalla trachite che lo ha sollevato.

Il castello di Acqua Fredda. Dalla parte opposta del Sixerri, di fronte a Siliqua verso sud, si può osservare un piccolo rilievo conico isolato, alto 274 metri, sul quale sono ancora in piedi le rovine di un castello medioevale, chiamato nel passato *castello di Acqua Fredda*. La roccia che costituisce il rilievo e anche dei blocchi che si trovano nello stesso villaggio di Siliqua hanno un aspetto di porfido trachitico grigio, contenente noduli o cristalli irregolari di feldspato ortosio bianco di un certo volume; è anche cosparsa di minutissimi cristalli di anfibolo (*c 18*) che le conferiscono una grande durezza, simile a quella della diorite; in qualche punto mostra anche una struttura grossolanamente prismatica.

Ecco un disegno della collina, ripreso dal villaggio di Siliqua.

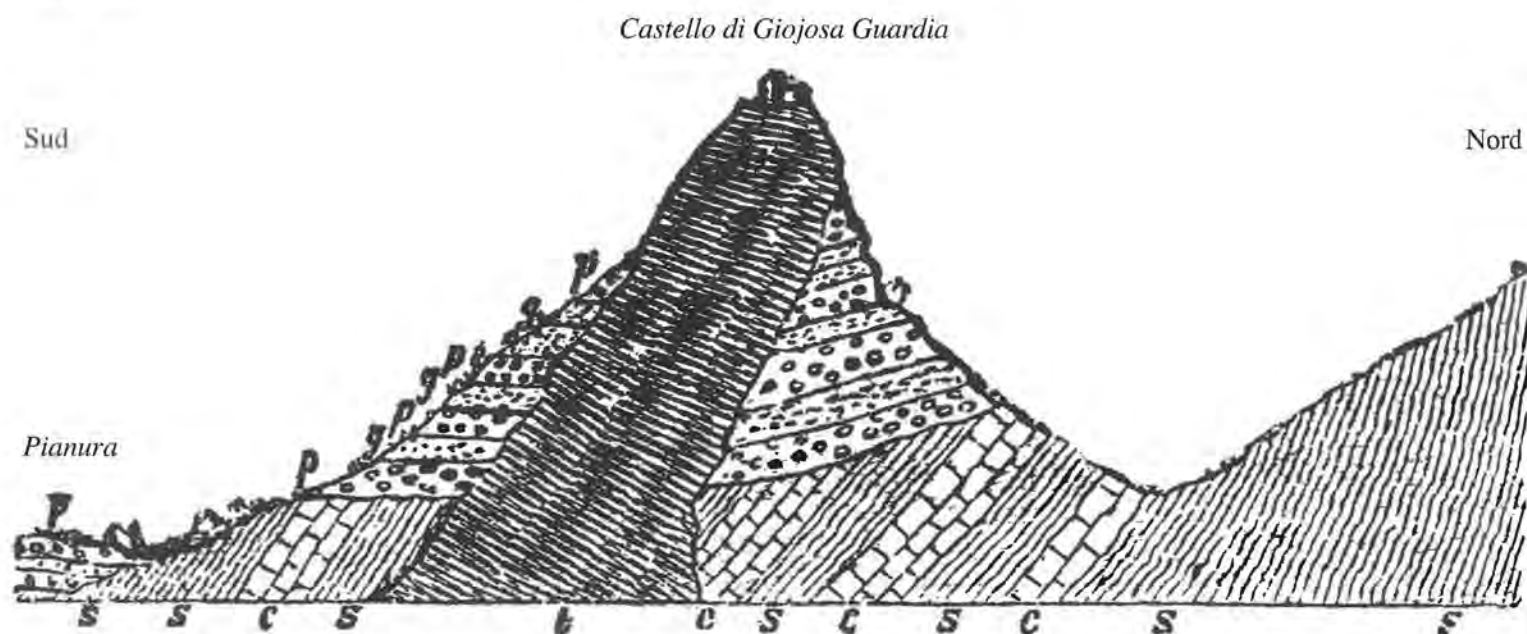
Fig. 102

Castello di Acqua Fredda

Più a valle, ma sempre sulla riva sinistra del Cixerri, si vede elevarsi dal suolo un rilievo molto più piccolo del precedente, chiamato *Monte Tujoni*, che è costituito da un porfido trachitico analogo a quello di Siliqua (*c 19*).

Il castello di Gioiosa Guardia. Il monte del castello di Siliqua ci porta direttamente a parlare di un altro monte conico della stessa vallata, anch'esso con i resti di un castello medioevale, posto ad un'altezza di 418 metri e detto di *Gioiosa Guardia*: viene chiamato anche col nome del paese vicino (*castello di Villamassargia*).

Siccome ne abbiamo già parlato nel cap. VI, mi limito ora ad aggiungere che il rilievo su cui si trova è del tutto isolato verso nord, dal lato cioè della pianura, e che dalla parte opposta si appoggia alle vicine montagne della catena di *Monte Ueni*. È composto, come già si era detto, da una massa di grès e puddinghe, che formano la parte superiore del terreno terziario eocenico e che sono stati sollevati da una roccia quasi uguale a quella del monte sul quale si trova il castello di Siliqua. Può essere ritenuto porfido trachitico verde, cosparso di piccoli cristalli neri, forse di anfibolo o anche di pirosseno (*c 20*); nel primo caso la roccia, come quella del castello di Siliqua, potrebbe assimilarsi alla diorite; nel secondo, invece, sembra più probabilmente della dolerite. Per evitare ogni confusione a questo riguardo, le diamo anche noi il nome che viene usato localmente, cioè quello di *peperi*, datole per i numerosi cristalli neri che somigliano a grani di pepe: *peperi* significherebbe dunque

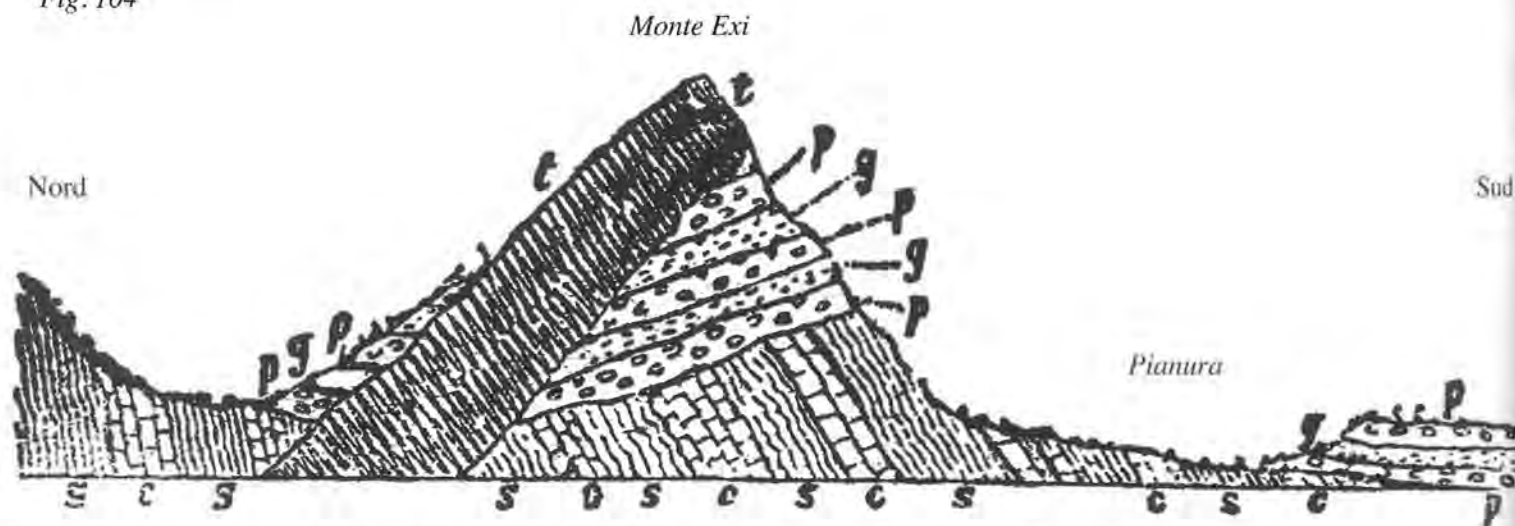
'roccia pepata'. Talora passa dal colore verde al grigio ed allora i cristalli diventano più piccoli (*c 20bis*). Questa varietà contiene una notevole quantità d'acqua. Ecco una sezione del rilievo, ripresa in senso N-S.

Fig. 103

s, schisti siluriani con grovacche; *c*, calcare semi-cristallino; *p*, puddinghe eoceniche; *g*, grès eocenici; *t*, trachite detta *Peperi*.

La trachite è stata iniettata, come si vede, sotto forma di filone obliquo che ha attraversato insieme il terreno siluriano, il grès e la puddinga eocenici; sembra anche essersi leggermente espansa sulle stesse puddinghe, mentre in direzione nord il *peperi* giunge fino ai due terzi dell'altezza del monte. Nel punto di contatto con lo schisto, questo assume una tinta violacea e si osserva anche un'analoga modificazione nel grès e nella puddinga che si trovano vicini al filone.

Non voglio tornare su quanto ho già detto a proposito della striscia di terreno argilloso biancastro (*G 4*) che avviluppa nuclei di ferro oligisto (*G 5*) e che si trova alla base occidentale del monte del castello: mi limito ad affermare che mi sembra giusto considerare questo terreno come il prodotto di una deiezione acquosa, fuoruscita assieme all'oligisto dai fianchi del rilievo quando il filone del *peperi* attraversava i terreni preesistenti. La deiezione coinciderebbe anche con la grande quantità d'acqua contenuta nel *peperi* stesso. (Nell'oligisto del luogo l'ing. Sella trovò, alle sue analisi, un 4% di acqua, che è esattamente il contenuto in acqua del *peperi*).

Monte Exi. Un'altra collina si eleva a sud di Villamassargia: ha una forma conica del tutto simile a quella del castello e si chiama Monte Exi. La roccia che ne costituisce la gran parte è pure il *peperi*, anche qui in forma di filone inclinato e attraversante gli stessi altri terreni: ma la posizione relativa di questi ultimi è completamente inversa, nei confronti del filone, rispetto a quella segnalata nella precedente collina; cioè il *peperi* si trova allo scoperto verso sud o, meglio, dalla parte dei monti vicini, mentre quello del castello si affaccia a nord, verso la pianura. Ecco la la sezione del Monte Exi.

Fig. 104

s, schisto siluriano con grovacca; *c*, calcare paleozoico cristallino; *p*, puddinghe eoceniche; *g*, grès eocenico; *t*, trachite detta *Peperi*.

Sul Monte Exi si ripetono le medesime alterazioni già notate sul monte del castello, nel punto in cui avviene il contatto del filone di *peperi* con le rocce sedimentarie; soprattutto il grès vi assume una colorazione vinaccia, mentre gli schisti siluriani divengono rosso-violacei con macchie longitudinali bianche. Anche i calcari presenti assumono una struttura più cristallina: non ho però osservato, alla base del monte, quei nuclei ferruginosi e l'argilla indurita che si trovano sotto il castello, verso occidente.

Lasciata questa località e imboccata la strada che attraversa perpendicolarmente la catena del Monte Ueni (partendo dal castello di Villamassargia verso *San Nicolò di Narcao*), fatta la prima salita, dopo mezz'ora di strada si può osservare un altro filone di *peperi* che attraversa gli schisti ed i calcari, senza che il suolo ne risulti ulteriormente sollevato: infatti il *peperi* vi fa solo atto di presenza: al suo contatto gli schisti diventano maggiormente silicei ed il calcare assume un aspetto maggiormente cristallino. Lungo la strada, inoltre, si nota che gli strati di terreno siluriano assumono pressappoco la direzione N-S. Essa corrisponde a quella che mette in contatto il *peperi* del castello col filone stesso.

Da Perdàgius a Monte Essa. Proseguendo oltre San Nicolò di Narcao, chiunque voglia trovare altri esempi di questa roccia deve recarsi ad una frazione vicina, chiamata *Perdàgius*. Purtroppo non ho più visitato la località dal 1827, da quando, cioè, ero intento a preparare la struttura della mia triangolazione e mi occupavo più di geodesia che di geologia. Le mie annotazioni di quel tempo, però, dicono che il *peperi* (*c 21*) affiorava presso Perdàgius sotto forma di pseudo-filone, nella brecciola trachitica. Naturalmente questo *peperi* è assolutamente uguale a quello del castello di Villamassargia: infatti contiene feldspato bianco e numerosi piccoli cristalli di anfibolo che gli donano l'aspetto di diorite; però a poca distanza passa a roccia porosa di colore bruno-rossastro a grana molto fine, dall'aspetto di trachite. Questa contiene feldspato vitreo e cristalli di anfibolo (*c 22*). Il passaggio assume a mio parere una grande importanza, perché giustifica l'inserimento del *peperi* tra le trachiti anfiboliche piuttosto che tra quelle feldspatiche, che sono più antiche.

Il *peperi* si trova anche in cima al *Monte San Michele d'Arenas*: qui sembra aver avuto il ruolo di roccia sollevante, attraverso i grès, delle puddinghe e della brecciola trachitica che si trovano attualmente al di sopra di esso.

In meno di due ore di cammino da Perdàgius si giunge alla base settentrionale del *Monte Narcao* dove, attraverso la brecciola trachitica, affiora la formazione di roccia nera già ricordata. Essa è associata inizialmente a trachite viola, molto alterata (*c 23*), simile a quella dei gruppi periferici di Monastìr (*c 8, 9, 9bis*); poi passa a tefrina e infine appare un filone di roccia nera (*c 24*), dall'aspetto di basalto peridotico, o meglio di fonolite con tutte le caratteristiche di quella di Pula, del Monte Ollàdiri (Monastìr) e di quella di Òsilo (di questa si parlerà in seguito): ha come le altre una struttura tabulare, nonché grossolanamente prismatica.

La roccia nera viene attraversata verticalmente da un filone di quarzo-resinite bianca che provoca uno strano effetto (*Tavola V, figura 3*). Il quarzo è così fragile che è risultato impossibile ottenerne campioni di forma regolare.

Del resto, l'andamento verticale del filone di quarzo-resinite, corrispondente a quello delle due rocce nelle quali è immesso, sembra una conferma che il sollevamento si è operato in tutta la montagna di Narcao, le cui formazioni di brecciola furono trasferite ad una considerevole altezza ma senza perdere la loro orizzontalità. Secondo me del sollevamento fu responsabile la trachite anfibolica e fonolitica che appare alla luce solo a nord, mentre resta nascosta nella parte bassa di questa singolare montagna.

Non molto lontano, alla base settentrionale della stessa montagna si può osservare una gibbosità arrotondata costituita da grès e puddinga di terreno eocenico. Anch'essa è attraversata da un filone di roccia nera della stessa specie di quella che si vede sul fianco nord del rilievo. Questo filone, di cui abbiamo segnalato la presenza anche nella parte settentrionale del *Monte Essa*, non differisce affatto da quello del Monte Narcao: sembra aver attraversato anch'esso verticalmente le formazioni di puddinga e di grès del terreno eocenico e, in seguito, la brecciola trachitica che lo ricopre: si sarebbe poi riversato su quest'ultima, nei cui strati sarebbe penetrato in seguito alla resistenza opposta dallo strato superiore del tavolato, composto di trachite porfirica. Questa, spinta con forza, sarebbe penetrata tra gli strati della brecciola e il mantello di trachite porfirica: probabilmente si tratta della stessa causa che ha fatto inclinare tutto il monte verso S-E.

La roccia sollevante della zona dovrebbe essere il porfido anfibolico e fonolitico che passa a roccia peridotica ed anche a basalto. La sua comparsa sarebbe posteriore alla formazione della brecciola trachitica e all'espansione della trachite porfirica che la sovrasta in modo concordante. Il *peperi* di San Michele e del castello di Villamassargia potrebbero appartenere allo stesso periodo geologico.

Monte Arbus. Vicino al mare, nei pressi dell'abitato di *Palmas*, nella piana del *Sulcis*, si eleva una breve collina conica dalle forme arrotondate, che sovrasta il paese ed è costituita da trachite porosa, di colore rosso-bruno, contenente numerosi cristalli di anfibolo: è la stessa che si trova presso Perdagius accompagnata dal *peperi*. Ne ho raccolto solo un campione, inservibile per la mia collezione, ma che mostra la perfetta uguaglianza con la roccia *c 21*.

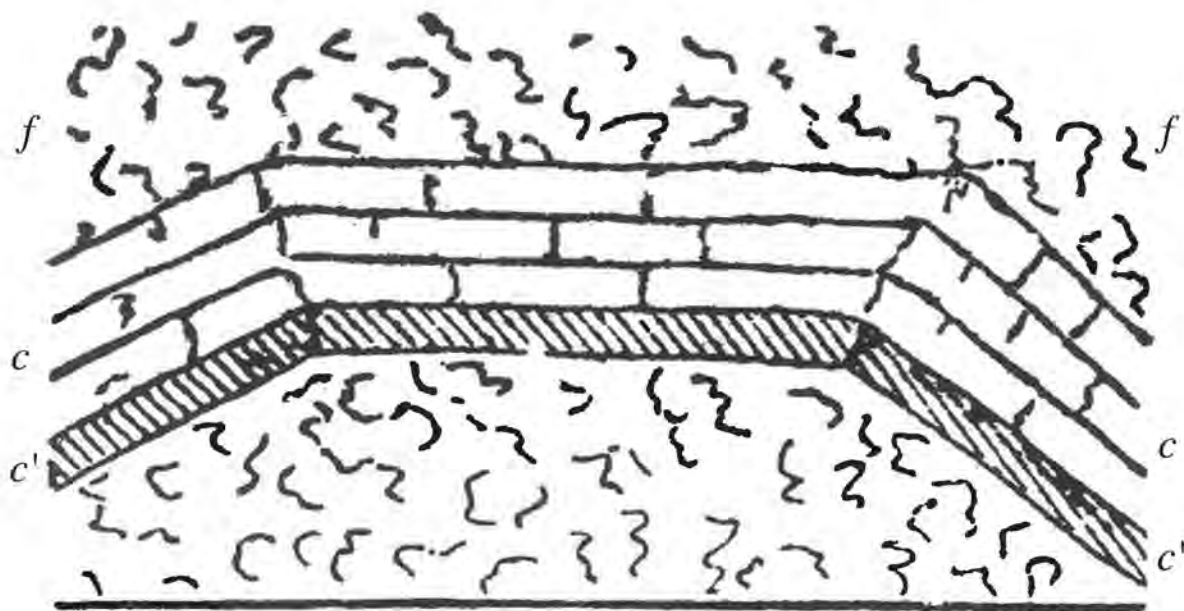
Ora attraverseremo il Golfo di Palmas per passare nel territorio di *Canai* (nella penisola di Sant'Antioco), dove si erge il *Monte Arbus*, tra il lembo di calcare cretacico di *Maladroxa* e la trachite antica che costituisce la maggior parte del territorio dell'isola. Il Monte Arbus, che si trova all'estremità meridionale, è composto da un conglomerato con nucleoli di trachite grigia, bruna e rossastra, costellata di cristalli di anfibolo, mentre la malta che li unisce è di colore grigio più o meno scuro, feldspatica e solida, uniforme, per cui la roccia ha una densità superiore a quella del conglomerato di Monte Narcao, col quale del resto ha molte affinità. Sebbene il conglomerato pirogeno del Monte Arbus mostri in modo minore (rispetto a quello di Narcao) la struttura in strati paralleli e sembri dunque dimostrare in modo meno appariscente l'intervento di un fluido acqueo durante la sua apparizione, non so se l'acqua stessa sia estranea o no alla giacitura in strati paralleli, tanto più che questa si riscontra anche nella roccia degli isolotti *La Vacca* e *Il Vitello*, che si trovano nelle vicinanze.

Perdasdefogu. Il conglomerato pirogeno dà origine al suolo su cui si trova la *torre di Canai*, a S-E dell'isola di Sant'Antioco; a nord, invece, passa in modo poco avvertibile a trachite anfibolica, che finisce per diventare dolerite a grani molto piccoli dall'aspetto di tefrina (*c 27*) formando il monte di *Perdasdefogu*, così chiamato per il rivestimento di concrezioni di quarzo ialino formatosi nelle numerose fessure e spesso costituito da globuli di ialite così uniformi da dare l'idea di una pelle zigrinata; altrove i globuli sono di maggiori dimensioni, opachi e iridati, dall'aspetto lattiginoso ed anche opalino. Questa sostanza è molto simile al quarzo-resinite opalino che si trova nella stessa zona, ma nel punto di unione della dolerite con la trachite antica e col calcare cretacico; è per questo che sono indeciso se classificarlo come ialite (di Perdasdefogu) oppure inserirlo nella categoria cui appartengono quelle belle concrezioni di calcedonio già segnalate in un analogo giacimento a La Speranza di Alghero, dove si trovano nel punto di contatto del calcare secondario con la trachite antica.

In questo caso il campione di quarzo-resinite (*b 32*) che nella mia collezione di rocce sarde è posto fra quelli appartenenti ai terreni a trachite antica, dovrebbe essere collocato vicino alla ialite di Perdasdefogu, perché sarebbe contemporaneo alle concrezioni silicee locali. Mi sembra doveroso apportare questa correzione, tanto più che nella roccia nera di

Monte Narcao (che mi pare della stessa epoca della dolerite di Perdas), ho notato un filone di quarzo-resinite (*c 25*), con le stesse caratteristiche di quello di cui stiamo parlando.

Nelle vicinanze di Perdasdefogu, in direzione di Sant'Antioco, 500 passi a est della strada, si può osservare un piccolo vallone con una casettina bianca: risalendolo si assiste ad un singolare fenomeno geologico: una massa di un certo volume simile a quella di Maladroxa, che qui si trova isolata e inclusa nella roccia pirogena; ha una superficie di circa 30 metri ed è circondata da ogni lato dalla roccia plutonica; ma la singolarità consiste nella posizione e nell'inclinazione delle parti laterali, dovute alla spinta centrale probabilmente ricevuta da parte della roccia sollevante, come si può facilmente osservare nello schizzo che segue.

Fig. 105

f, trachiti; *c*, calcare compatto cretaceo; *c'*, calcare modificato.

Gli strati calcarei, che sono rimasti orizzontali nella zona centrale, sono invece inclinati ai lati opposti: gli uni verso S-O e gli altri verso N-E. A contatto con la roccia sollevante, il calcare si è modificato assumendo l'aspetto di mattoni cotti (*c'*); quello che costituisce la parte superiore è invece rimasto intatto: somiglia alla roccia cretacica di Maladroxa, che non è molto lontana.

Gli isolotti della *Vacca* e de *Il Vitello*, visibili verso sud, a due miglia dalla torre di Canai, sono composti da un conglomerato analogo a quello di Monte Arbus, ma la relativa stratificazione appare molto più manifesta e regolare. Ecco uno schizzo dei due scogli isolati, con l'aggiunta del *Toro*, più lontano e formato da trachite omogenea, come già dicevamo alla fine del capitolo XII.

Fig. 106

Monte Arcuentu. Prima di abbandonare la parte meridionale della Sardegna ci dirigiamo, lungo la costa occidentale, verso il *Monte Arcuentu*, che domina dall'alto la baia di Fontanaccio, dove già avevamo fatto tappa. L'intera massa di questa curiosa montagna (*Tavola V, figure 1* e *2*) è costituita anch'essa da conglomerato analogo a quello de La Vacca ed è dello stesso tipo di quello esistente a San Michele d'Arenas: si tratta infatti di un insieme di noduli e frammenti di rocce vulcaniche di ogni colore, grigi, rossastri, neri, cementati da una sostanza a struttura cineriforme ma resistente (*c 28, 28bis*): per questo sembra un conglomerato nato in assenza d'acqua ed allo stesso tempo appare come una brecciola formatasi in pasta liquida e depositata in strati paralleli successivi.

I frammenti del conglomerato sono soprattutto di una roccia dall'aspetto basaltico e sono così a contatto del cemento che li tiene uniti che la struttura brecciolare si riesce a distinguere

solo in quelle parti che sono esposte alla erosione meteorica: ciò ha impresso all'intera superficie della montagna un aspetto ruvido e aspro, sul quale è molto difficile camminare; se invece col martello o con la mina si raggiunge l'interno della roccia, essa si mostra omogenea, anche se la struttura permane frammentaria, come è dimostrato dal diverso colore dei vari pezzi che costituiscono il conglomerato: grigio, rosso-bruno, nerastro. In nessun pezzo ho riscontrato il peridoto: esposto al cannello, si fonde dando luogo a uno smalto grigio più o meno scuro.

Quando, nei primi capitoli, si è parlato del terreno siluriano, del tufo pomiceo e dei depositi subappenninici e quaternari, si è già descritta la base occidentale di questa montagna; ci torneremo ancora per parlare dei dicchi basaltici di questa singolare località.

Per quanto riguarda l'aspetto, ho confrontato il Monte Arcuentu con quello di San Michele d'Arenas: devo dire però che i due gruppi sono molto differenti fra loro sia dal punto di vista topografico, sia per quanto riguarda la struttura e la forma.

Il gruppo di San Michele è, in un certo qual modo, un ammasso di piccoli rilievi conici uniti alla base e raggruppati intorno ad un cono principale che sta quasi al centro. Questa disposizione non è la stessa del Monte Arcuentu che, al contrario, è costituito da una catena ininterrotta disposta a forma di C con una cresta seghettata (si veda *Tavola V, figura 1*). La cima, chiamata dai naviganti "il pollice di Oristano" (per la sua forma che, vista da lontano, sembra quella del pollice di una mano; quanto al suo vero nome, i filologi pensano che significhi *Arco del Vento*), costituisce il punto culminante ed allo stesso tempo centrale, mentre alla base orientale si distingue un contrafforte costituito dalla stessa roccia, perpendicolare rispetto all'asse della catena principale, che divide la C in due parti quasi uguali: si potrebbe quindi dire che la forma dell'intero complesso rassomiglia di più ad una E che ad una C. Sulla cima dell'Arcuentu, dove a suo tempo ho edificato il mio segnale trigonometrico, si possono osservare i ruderi di un castello medioevale, che fu coinvolto nelle guerre tra i giudici arborensi e quelli di Cagliari ed anche contro i re d'Aragona: la cima è alta 827 m.

Pur non essendo facile determinare l'età geologica di questa curiosa montagna, cercherò di dare una spiegazione alla classificazione che ne ho fatto quando l'ho inserita in questo capitolo e associata, di conseguenza, alle rocce eruttive venute in superficie fra il dilagare del terreno terziario medio e l'avvento degli ultimi strati marnosi e calcarei del periodo subappenninico.

Nel capitolo VIII ho dimostrato che il piccolo rilievo terziario del *Gennarughe*, posto fra la base dell'Arcuentu e il costone di Fontanaccio, poggia direttamente su tufo pomiceo: questo a sua volta è posto sopra il terreno siluriano. Ho verificato anche che a contatto del conglomerato pirogenico (che sembra aver attraversato il terreno terziario di Gennarughe) quest'ultimo mostra delle modificazioni simili a quelle che le rocce marnose subiscono a contatto di materiali incandescenti. Molto probabilmente questo piccolo monte deve la sua elevazione attuale ed anche il suo isolamento all'avvento della roccia dell'Arcuentu.

D'altra parte dicevo che le formazioni marnose e sabbiose della baia di Fontanaccio, alla base occidentale dell'Arcuentu, che sono certamente subappenniniche, contengono soprattutto negli strati superiori dei frammenti di roccia vulcanica grigia dall'aspetto di basalto. È pur vero che questi frammenti sono molto più numerosi e più grandi negli strati superiori del terreno terziario piuttosto che in quelli inferiori; ma la loro presenza in basso è la prova inconfutabile che quella roccia di aspetto basaltico del conglomerato dell'Arcuentu è comparsa durante il deposito degli strati inferiori di terreno terziario.

La presenza del grès quaternario in questo punto della costa, la sua ben definita posizione al di sopra dei ciottoli e dei blocchi del basalto puro che ricoprono e attraversano tutti gli altri tipi di terreno e infine la sua discordanza di stratificazione con il terreno subappenninico fanno in modo che esso non si possa confondere con questo, che del resto si riconosce attraverso i suoi fossili. D'altro canto, la presenza del tufo pomiceo, rappresentanza nell'isola del terreno terziario medio ed in parte sostegno del calcare di Gennarughe, non permette di datare questo calcare se non all'inizio del periodo dei terreni subappenninici.

Infine, la comparsa dei dicchi basaltici, che attraversano tutti i terreni di questa zona (eccetto i quaternari), dimostra in modo chiaro che la loro massa è affiorata sotto forma di filoni e dicchi nel conglomerato: ciò è accaduto certamente in un'epoca posteriore a quella degli ultimi depositi subappenninici.

La comparsa della roccia che costituisce il conglomerato del Monte Arcuentu deve quindi aver rappresentato in un certo senso il preludio alle grandi eruzioni basaltiche avvenute nell'isola in un secondo tempo: il conglomerato relativo non può essere inserito tra quelli veri e propri. Esiste poi una grande analogia tra questo stesso conglomerato e quelli degli isolotti della Vacca e del Vitello, strettamente legati ai conglomerati trachitici anfibolici di Serrenti, di Monastìr e del Capo di Pula; niente del genere si vede nelle grande masse basaltiche esaminate nel capitolo che segue. Per tutti questi motivi inserisco il conglomerato dell'Arcuentu tra quelli di questo capitolo.

Questa classificazione si giustifica anche attraverso l'analisi topografica della medesima catena montuosa, allineata in modo significativo con i monti di trachite anfibolica di Siliqua e del Capo di Pula (si veda la linea *E F* della *Tavola IIb, figura 7*). Faccio osservare anche che la retta formata da questi tre punti è quasi parallela a quella che si può tracciare unendo il gruppo di Serrenti a quello di Monastìr. Si è anche tentati di credere che il rapporto di questi gruppi tra loro non sia affatto casuale e che le rispettive posizioni abbiano origine da un'antica linea di frattura che già esisteva nel terreno di questa parte dell'isola. Ritornerò comunque su questo argomento nel capitolo XVII.

Da Sàrdara ad Ales. Ora attraversiamo nuovamente la grande vallata del Campidano e dirigiamoci verso Sàrdara. Uscendo dal villaggio verso nord, con la strada reale a destra, si trova un sentiero che porta al piccolo rilievo che domina il paese da questa parte: sulla stessa strada, appena iniziata la salita, si rivede ciò che è già stato osservato a Nuràminis: un miscuglio di roccia nera e di calcare bianco farinoso. La roccia nera è anfibolica e passa alla *wacke* quando è inserita nella marna terziaria come un conglomerato, una serie di venature o reticoli neri, che spiccano notevolmente sul bianco della marna pulvirulenta, che forma a sua volta delle venuzze bianche all'interno del conglomerato nero. Tutti questi piccoli fenomeni fanno sì che la roccia, in questo caso, non possa appartenere né alle trachiti antiche né ai basalti propriamente detti.

Continuando a percorrere la strada tra *Sàrdara* e *Uras*, giunti alla cantoniera di *Mògoro*, dopo aver attraversato una colata basaltica (proprio sulla strada), di fronte alla casa cantoniera si può osservare lo stesso conglomerato di Nuràminis e di Sàrdara, che riaffiora nella marna terziaria mostrando gli stessi fenomeni già descritti; dietro la casa vi è un ripido pendio verso la vallata, che permette di osservare meglio il mescolarsi delle due rocce.

In fondo alla discesa, se si devia a est della strada reale, dal ponte di Mògoro verso *Ales*, lo stesso Mògoro, *Masullas* e *Pompu*, si ritrova il conglomerato nero che passa anche a *wacke* ed è pieno di venature di carbonato di calcio; l'impressione è che questa roccia sia penetrata in parecchi punti della marna terziaria e l'abbia modificata così da farle assumere una colorazione nera, mentre in altri casi conserva la sua colorazione blu chiara.

Nelle vicinanze del *castello di Barumela* la roccia nera attraversa la marna e si frammenta in blocchi: al di sotto del castello, nel torrente, diventa tabulare per passare poi a roccia simile a quella del Capo di Pula e del Monte Ollàdiri, nonché del castello di Òsilo: diviene cioè fonolitica.

Mi pare di aver trovato della roccia dello stesso tipo ad Ales, se non l'ho confusa con una roccia analoga a forma di filone (si

veda il capitolo seguente). È certo, comunque, che alla base orientale del Monte Arci, in direzione di Ales, si trova della roccia fonolitica, una via di mezzo tra la trachite anfibolica ed il basalto: il campione relativo (*c 29*) viene chiamato nel mio catalogo fonolite passante a porfido trachitico stratificato. La sua colorazione è bruna; la struttura e la sonorità consentono di classificarla tra le fonoliti (simili a quelle del Capo di Pula, di Monastìr e dei monti Narcao, Essa e di Òsilo): non contiene neanche peridoto, elemento caratteristico del vero basalto.

Questa roccia forma anche una specie di altopiano orizzontale che sovrasta la strada che si percorre normalmente tra Ales e *Villa Urbana* senza attraversare la montagna; sembra essere colata come lava sul terreno terziario subappenninico. Se le mie osservazioni sono esatte, la roccia sarebbe fuoruscita da un monticello chiamato *Monserrau* ('Monserrato') che si trova quando ci si dirige attraverso la grande montagna da Ales a Villa Urbana senza passare per la pianura. Ci si imbatte allora in un gruppo di piccoli coni leggermente arrotondati che assomigliano per la forma e anche per la struttura mineralogica a tutti quelli osservati in quelle parti dell'isola dove mi è sembrato di identificare antichi emissari di lava basaltica. Questi piccoli rilievi, addossati gli uni agli altri, sono composti di un conglomerato che ricorda vagamente quelli del Monte Arbus, di Sant'Antioco e del Monte Arcuentu.

Penso anche che da qui sia venuto fuori il fonolito dei dintorni di Ales, dato che esso viene a trovarsi sul prolungamento di una linea che, andando dai monti di Monastìr a quelli di Serrenti, giungerebbe fino a *Tramazza* passando per *Muros*: tutte queste località sono indicate lungo la linea punteggiata *C-D* nella *Tavola IIb, figura 7*, dando l'impressione di un'antica linea di frattura lungo la quale siano fuoruscite le rocce di cui ci stiamo occupando.

Muros di Siapiccìa. Seguendo la linea appena indicata, passiamo a *Muros*, località che si trova in territorio di *Siapiccìa*, non lontano da Villa Urbana; anche lì ho trovato inizialmente della roccia fonolitica (*c 30*), assolutamente uguale a quella dei dintorni di Ales (*c 29*): infatti anche quella di Muros si frammenta in sottili placche che risuonano forte se colpite dal martello; il colore è bruno scuro e contiene cristalli di pirosseno che a prima vista si potrebbe scambiare per peridoto.

Questa ben definita fonolite (*c 30*) passa poi ad una varietà bruna, disseminata di puntini stellati più chiari (*c 31*), tanto da assomigliare a certe lave basaltiche di cui parleremo nel capitolo seguente: ma la cosa più interessante è che essa stessa passa a sua volta impercettibilmente ad una ossidiana nera opaca (*c 32*) contenente piccoli cristalli di quarzo vitreo bianco che spesso diviene molto porosa con alveoli allungati sempre nello stesso senso (*c 33*), così da assumere l'aspetto di una vera e propria colata di ossidiana.

Questa a sua volta si fonde in smalto grigio-bruno differenziandosi in modo notevole da quella della zona di *Sonnixeddu* del Monte Arci (già ricordato in precedenza) sia per la grande opacità sia per la giacitura; sembra infatti che quella di Muros sia fluita all'aria libera, mentre l'altra dà origine ad un filone o strato all'interno della trachite antica.

Tramazza. Proseguendo dall'altopiano di Muros sempre sulla stessa direttrice *CD* verso N, N-O si giunge, davanti al villaggio di *Tramazza*, alla strada reale, il cui tracciato è qui scavato in un conglomerato che ricorda molto da vicino quello del Monte Arbus di Sant'Antioco nonché quello del Monserrau: non si deve comunque confondere questa roccia con la lava basaltica di *Bauladu* e dintorni.

Si tratta infatti di un conglomerato costituito da nuclei arrotondati di natura trachitica, di colore nerastro, colmi di cristalli anfibolici, fatto che mai era stato notato nelle rocce basaltiche e men che meno nelle trachiti antiche sarde. Questa originalità riveste, a mio parere, una certa importanza perché i cristalli di anfibolo immessi nella pasta feldspatica nera costituiscono una delle caratteristiche principali delle trachiti sarde più recenti, di quelle cioè posteriori alle trachiti cosiddette antiche, e sono probabilmente contemporanee alla formazione dei terreni terziari pliocenici. Questa classificazione del conglomerato è poi confortata da considerazioni di tipo topografico, come è facile rilevare da un breve esame della carta geologica e della stessa *Tavola II b, figura 7*: vi si può infatti vedere il conglomerato della strada nei pressi di Tramazza allineato lungo la linea *CD*, che va dall'altopiano di Muros fino al gruppo trachitico dei dintorni di Monastìr.

Per continuare la ricerca di terreni di questo tipo oltre Tramazza, se ci dirigiamo sempre lungo la stessa direttrice dopo *Milis* troveremo soltanto colate basaltiche che, essendo più recenti, potrebbero coprire alcuni lembi nascosti di conglomerato trachitico e anfibolico: appare certo però che che la direttrice *CD* (la si veda anche nella *Tavola VIII*) giunge fino all'ingresso del Monte Ferru, dove si trova l'abitato di *Santu Lussurgiu*. Torneremo comunque su questo argomento nel capitolo XVII, quando tratterò delle linee di frattura identificate nell'isola e che pare abbiano avuto una notevole importanza nella sua costituzione geologica e topografica.

Cucumìa. Se, invece, dal punto della strada reale dove si trova il conglomerato trachitico di Tramazza si vuole giungere in direzione nord fino ad un terreno analogo, non si deve fare altro che seguire per un lungo tratto la stessa strada, lasciando dietro di sé sempre rocce basaltiche. Giunti presso la *chiesa di Cabbu Abbas*, tra Bonorva e Torralba, bisogna imboccare la strada che conduce ad Alghero attraverso *Tiesi* e *Itiri*. Proprio lungo questa strada, anch'essa di grande comunicazione, appare ancora all'occhio già esercitato dell'osservatore la roccia trachitica anfibolica. Essa è visibile soprattutto ai piedi della salita che da Tiesi porta alla *cantoniera di Cucumìa*, detta anche del *Piano di Tiesi*: si distingue a prima vista dalla trachite antica con la quale si trova a contatto sia per la tendenza a formare conglomerati e ad assumere una struttura a globuli, sia per le venature di carbonato di calcio che contiene, infine anche per il passaggio a roccia anfibolica porosa, ricca di stilbite e di cristalli di quarzo: questi fattori la distinguono in maniera netta dalle trachiti sarde antiche e la fanno assomigliare, al contrario, a quelle più recenti di Pula e di Monastìr.

Qui, come in quelle due località, si possono distinguere due varietà di questa roccia: una fonolitica e l'altra zeolitica. La prima è bruno-nerastra e sonora (*c 34*) che a volte è di struttura tabulare, grossolanamente fogliettata o approssimativamente prismatica, altre volte si decompone in palline. La seconda è infiltrata e attraversata da materiali quarzosi, calcarei o zeolitici (*c 35*).

Si può facilmente constatare che questa trachite anfibolica è del tutto simile a quella già più volte descritta in questo capitolo. La presenza di filoni calcarei nel terreno di Cucumìa è a mio parere un argomento decisivo per inserirlo nella stessa categoria di quelli di Monastìr e di Sarroch, dove pure si trovano delle venature calcaree che mancano totalmente nelle trachiti antiche. Del resto, se per quanto riguarda la struttura mineralogica questa roccia si avvicina molto a quelle descritte precedentemente, le forme che assume non sono affatto simili a quelle dei monticelli esistenti nelle altre località; la causa va ricercata nella relativa posizione delle due trachiti, che qui si trovano a contatto fra di loro.

Sotto Cucumìa il materiale trachitico, anfibolico e fonolitico non è venuto alla luce liberamente, come nelle zone dell'isola dove ha dato luogo alla formazione di collinette coniche: esso sembra essersi sollevato al di sotto di una grande massa di trachite antica e di calcare terziario, liberandosene poi col sollevarli fino ad una certa altezza, dando così origine al *Monte Cucumìa*. La trachite anfibolica e fonolitica è visibile lungo la strada soltanto al di sotto dell'altopiano e sui fianchi; negli altri punti sparisce totalmente sotto le trachiti antiche. Comunque, l'esame accurato fatto su questa roccia non mi permette di assegnarle altro posto, nella classificazione che ho adottato, se non questo.

Òsilo. Per ultimo, prima di concludere il capitolo, ci rimane da ricordare il gruppo di monti di *Òsilo*, grosso paese ad est di Sassari, dal cui abitato dista circa 12 chilometri: consiglio ai geologi che volessero visitare la zona, di notevole importanza geologica, di partire proprio da Sassari.

Per evitare inutili ripetizioni, presuppongo che i geologi conoscano già i terreni descritti in questo capitolo. Imboccata la strada che da Sassari porta ad Òsilo, dopo aver proceduto per circa un'ora su di una superficie pressoché piana, leggermente ondulata ed incolta, formata da calcare marnoso terziario, si assisterà ad una repentina trasformazione dell'aspetto del suolo non appena si oltrepassa la *fontana del Fico* (cui si è già accennato nel capitolo VIII); si avranno allora davanti a sé tre piccoli rilievi conici che per la forma ricordano quelli dei gruppi di Monastìr, di Serrenti, di Siliqua e di San Michele d'Arenas (si veda la *Tavola V, figura 4*).

Abbandonata la formazione terziaria ricca di scutelle e discorbiti della fontana del Fico, si osservano inizialmente alcuni lembi di trachite antica o di terreno terziario; ci si imbatterà poi in una roccia nerastra, piena di cellette e con cristalli di anfibolo e di feldspato bianco, attraversata da stilbite e da apofillite e colma, nelle fessure, di cristalli di quarzo (*c 36*), che ricorda perciò la roccia di Monastìr, di Pula e di Cucumìa; e per rendere completa la similitudine, la trachite anfibolica è attraversata da venature di carbonato di calcio e di quarzo. Proprio su questo tipo di terreno ha inizio la salita che porta ad Òsilo.

Il paese si trova sull'altura più settentrionale, in cima alla quale si ergono le rovine di un castello medioevale ad un'altezza di 650 metri. In cima a quella più meridionale, invece, si trova la *chiesa di Nostra Signora di Bonaria*, dove a suo tempo ho sistemato il mio segnale trigonometrico a 763 metri. Tra queste due alture coniche se ne trova una terza meno elevata su cui sorge la *chiesa di Sant'Antonio*. Le tre cime sono unite alla base, ma lungo i loro pendii e nelle valli interposte esistono altre alture che movimentano le linee topografiche della zona. L'unione tra tutti questi rilievi arrotondati e le tre cime maggiori dà luogo ad un gruppo montuoso molto ondulato la cui fisionomia tradisce un'origine ignea.

Ho osservato che la cima del castello, quella della chiesa di Bonaria e, se non sbaglio, anche la terza, non sono costituite da una roccia uguale a quella che si trova più in basso, lungo la strada, e che si mostra come un conglomerato esteriormente molto ruvido e composto, come quelli di Monastìr, del Monte Mannu di Serrenti e di Siliqua, da nucleoli uniti in modo disordinato da cemento solido o cineriforme, con zeoliti e venature calcaree.

La roccia delle cime del castello e di Bonaria, invece, è omogenea e di colore bruno-nerastro (*c 37*); ha una certa sonorità e si suddivide spontaneamente in piastre o prismi irregolari; per l'aspetto esteriore e per la sua struttura non è possibile distinguerla da quella del Capo di Pula, della cima del Monte Ollàdiri di Monastìr, della base di Cucumìa ed anche da quella dei filoni del Monte Narcao e del Monte Essa: la considero quindi un porfido trachitico a base anfibolica, contenente cristalli di feldspato in lamelle passante a fonolite vera e propria. Nelle spaccature della roccia si trova quel rivestimento di quarzo cristallino cui si è già accennato prima. Quindi anche ad Òsilo, come al Capo di Pula, al Monte Ollàdiri di Monastìr e a San Michele d'Arenas, una roccia strutturalmente omogenea forma l'interno e la cima di piccole alture costituite da conglomerati.

La roccia, a contatto con i depositi terziari, mostra alcune caratteristiche sulle quali vorrei richiamare l'attenzione dei geologi: gli strati calcarei che vi sono addossati sono tagliati a picco dalla parte in cui è apparsa la roccia ignea; vi si vedono ovunque strapiombi verticali (costituiti dalle estremità dei banchi terziari) perpendicolari rispetto al piano e rivolti verso il punto che si può ritenere il centro topografico del gruppo eruttivo. Tutto ciò, insieme a quanto abbiamo osservato in altre zone dell'isola dove la roccia di cui stiamo trattando si trova a contatto con le formazioni subappenniniche, mi porta a considerare queste ultime come più antiche della roccia di Òsilo, anche se non ho mai riscontrato tracce di metamorfismo o di qualunque altra modificazione nel calcare che si trova a contatto con la trachite.

Qui, però, nasce un problema: come conciliare questa affermazione sulle età relative delle due rocce con ciò che ho detto nel capitolo VIII, a proposito della formazione del nuraghe de Sa Patada, nei pressi di Òsilo. Il lettore ricorderà che qui avevamo osservato, insieme ai banchi a discorbiti e scutelle, i frammenti di una trachite anfibolica simile a quella di Òsilo, appunto, e di Monastìr. Come è dunque possibile conciliare questi due fenomeni in apparenza contraddittori, se realmente la roccia da cui ebbero origine i frammenti fosse la stessa che si trova sotto e intorno al rilievo conico di Òsilo? Come si può supporre che una sostanza i cui frammenti staccati sono contenuti negli strati inferiori di un terreno sedimentario possa essere considerata la causa principale di un sollevamento dei depositi stessi, molto sviluppati, che raggiungono fino a 200 metri di spessore? In primo luogo non è provato che i frammenti di Sa Patada (*I 50* della mia collezione) provengano realmente dai monti di Òsilo, benché la loro struttura sia identica a quella che si trova lungo la salita ai piedi dell'abitato e le due località siano vicine; in secondo luogo è provato che nel continente europeo vi sono state, in diverse epoche, emissioni di rocce simili, come quelle delle serpentine. Nulla vieta dunque di ammettere che la trachite di Òsilo sia apparsa più volte: prima mentre si depositavano gli strati inferiori del terreno subappenninico e poi, più tardi, quando la stessa trachite ha sollevato e spostato i terreni calcarei che avevano già acquisito grandi estensioni.

Lo stesso discorso vale per il Monte Arcuentu e Fontanaccio, dove abbiamo osservato che i residui di basanite danno luogo agli strati inferiori del terreno subappenninico nella costa, mentre il calcare terziario di Gennarughe è adagiato sul tufo pomiceo che ricopre gli schisti siluriani e tutte le altre rocce locali, eccetto il grès, sono attraversate da filoni o da dicchi basaltici. È evidente che se i frammenti di roccia vulcanica che si trovano nei banchi terziari subappenninici della costa presso Fontanaccio indicano che la loro età geologica è anteriore o quantomeno contemporanea ai depositi, i filoni basaltici che passano attraverso gli stessi terreni devono essere più recenti dei frammenti in questione.

Occorre però fare un'altra importante osservazione: infatti a Òsilo, come al Monte Ollàdiri di Monastìr, a San Michele d'Arenas e in altre località citate anteriormente la roccia, fonolitica, dall'aspetto basaltico, rappresenta il centro del gruppo, di cui occupa la cima più elevata, in modo da far pensare ad una sua apparizione posteriore a quella dei conglomerati, che sembra avere in qualche modo attraversato. In questo caso, del resto molto probabile, il porfido trachitico con zeoliti di Òsilo potrebbe essere stato iniettato in un'epoca più antica della roccia fonolitica della cima del castello e quando erano ancora in fase di formazione i primi strati di depositi subappenninici, che contengono i ciottoli di questa roccia che si trova sotto il nuraghe di Sa Patada; mentre la roccia fonolitica che attraversa il conglomerato sarebbe fuoruscita dall'interno della crosta terrestre in un periodo più recente, e cioè quando i depositi subappenninici si erano già completamente formati. In breve: è la roccia fonolitica del castello di Òsilo e del rilievo di Bonaria che deve essere identificata come il vero materiale sollevante, e non il conglomerato a zeoliti: fatto questo abbastanza naturale, dato che una roccia pastosa, fratturata e divisa in blocchi e frammenti, come è in effetti quest'ultima, non può dare l'idea di una forza espansiva paragonabile a quella di una materia ugualmente incandescente, ma omogenea e compatta, come si mostra la fonolite della zona.

Abbiamo notato inoltre che la roccia fonolitica della cima del Monte Ollàdiri di Monastìr, del tutto simile a quella del castello di Òsilo e di Bonaria, si presenta come un filone che attraversa il conglomerato di trachite anfibolica (con zeolite)

in una direzione che corrisponde pressappoco a quella dell'asse dell'Arcuentu e della sequenza di formazioni fonolitiche che va da Tramazza a Monastìr e concorda con la direttrice delle cime del castello di Òsilo e della chiesa di Nostra Signora di Bonaria.

Conclusioni. Da tutto questo appare molto probabile che le rocce sollevanti dei gruppi di trachite anfibolica della Sardegna siano: la fonolite per quanto riguarda il promontorio di Pula ed i monti di Monastìr e di Osilo (*c 7, 37*); una roccia analoga alla precedente, ma simile al basalto, per quanto riguarda il Monte Narcao e il Monte Essa (*c 24, 26*); un porfido anfibolico passante a dolerite (il cosiddetto *peperi*) per quanto riguarda quelli di San Michele d'Arenas, il castello di Villamassargia (Gioiosa Guardia) e il Monte Exi (*c 20, 20bis*); infine un vero e proprio basalto (in quest'epoca non ancora effuso in colate, ma apparso sotto forma di dicchi) per quanto riguarda i conglomerati dell'Arcuentu.

Poiché sono convinto di avere le prove che le trachiti antiche della Sardegna sono più recenti del grès e delle puddinghe che nell'isola danno luogo alle ultime propaggini dei depositi eocenici esistenti nei dintorni di Iglesias, mentre sono certamente posteriori ai terreni terziari medi e superiori, ne consegue che le trachiti oggetto di questo capitolo devono essere inserite, essendo rocce di origine ignea, fra le trachiti e le grandi colate basaltiche che ricoprono gli strati più recenti del terreno subappenninico; in altri termini, la comparsa delle trachiti più recenti e dei conglomerati che sono da collegare ad esse è avvenuta durante tutto il periodo nel quale il mare depositava quei terreni che si dicono subappenninici o pliocenici.

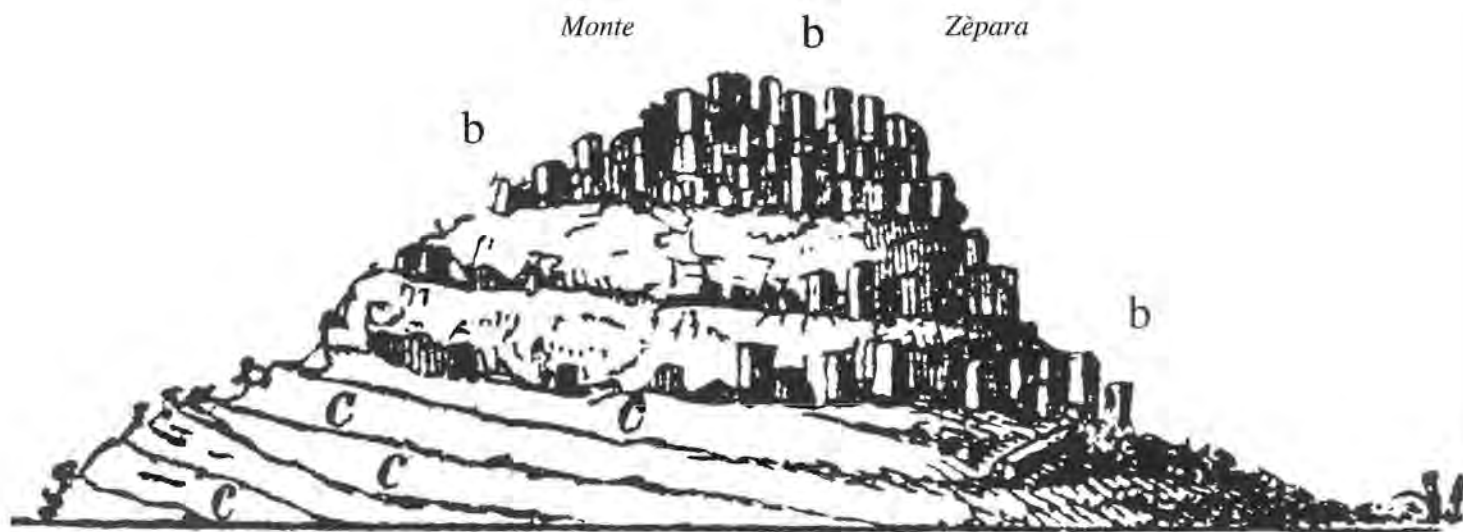
Occorre anche notare che ho deliberatamente omesso di inserire nella categoria delle trachiti anfiboliche un tipo di roccia che costituisce un rilievo isolato in mezzo alla trachite antica ed alle formazioni terziarie della zona compresa tra i paesi di *Giave*, *Romana*, *Monteleone* e *Mara*: in cima si trovano i ruderi dell'antico *castello di Bonveì* o *Bonvighino* ('buon vicino'). Da parecchi anni non ho più avuto occasione di visitare la località, circondata da foreste quasi vergini ed impenetrabili; ma dalle annotazioni del 1823, quando passai ai piedi del castello, e per ciò che ricordo, sono portato a pensare che la roccia fonolitica che affiora parzialmente più a nord, sotto la salita di Cucumìa, abbia senz'altro a che vedere con questo rilievo. La sua forma slanciata e conica, uguale a quella del Monte Ollàdiri e di Òsilo, che sono fra l'altro costituiti dalla stessa roccia, si distingue da quella dei crateri estinti che abbondano in tutta la regione. Non posso dire nulla di preciso, invece, a proposito della struttura mineralogica della collina di Bonveì: invito perciò i geologi a colmare questa mia involontaria lacuna. Nel mio giornale di viaggio ho annotato soltanto che questo piccolo rilievo conico isolato è costituito da una roccia cosiddetta plutonica e che quella parte di territorio vicino che è separata a nord da un torrente presenta in modo spiccato una struttura a colonnati basaltici. Del resto, questa roccia prismatica potrebbe essere estranea alla collinetta di Bonveì ed appartenere ad una colata di lava molto più recente scaturita dal cratere estinto del *Monte Castangia*, di cui si parlerà nel capitolo XVI. Ho però inserito la collina di Bonveì nella *Tavola IIb, figura 7*, nella quale è rappresentata in direzione approssimativa S-N rispetto alla roccia di Cucumìa.

Vi è anche da notare che, partendo dal conglomerato di Tramazza, dove si abbandona la linea tratteggiata *C-D* della stessa figura per prendere invece quella meridiana *A-B* che in un certo modo unisce le trachiti anfiboliche di Òsilo con quelle del castello di Villamassargia e del Monte Essa, se si traccia una parallela a quest'ultima si riunirebbero con approssimazione i punti relativi a Tramazza, Bonveì, Cucumìa e nuraghe de Sa Patada dove, come abbiamo già visto, il porfido trachitico anfibolico costituisce (sotto forma di ciottoli) la base del suolo terziario. È quindi possibile che la comparsa della roccia in questione lungo questa linea sia la conseguenza di una frattura preesistente che si riallaccerebbe al movimento in senso N-S, che ho ricordato più volte.

CAPITOLO QUINDICESIMO

Le rocce basaltiche

Gùspini. Anche in questo capitolo partiamo, come sempre, dalla città di Cagliari. Questa volta ci dirigiamo immediatamente verso *Gùspini*, distante dalla capitale 60 chilometri in direzione N-O. A fianco dell'abitato si eleva un rilievo detto *Monte Cèpera*, costituito inferiormente da calcare giallo che poggia sul granito e che io ho inserito tra i terreni terziari eocenici; ma nella parte alta è formato da numerose file orizzontali di prismi basaltici, come è chiaramente indicato nella figura che segue.

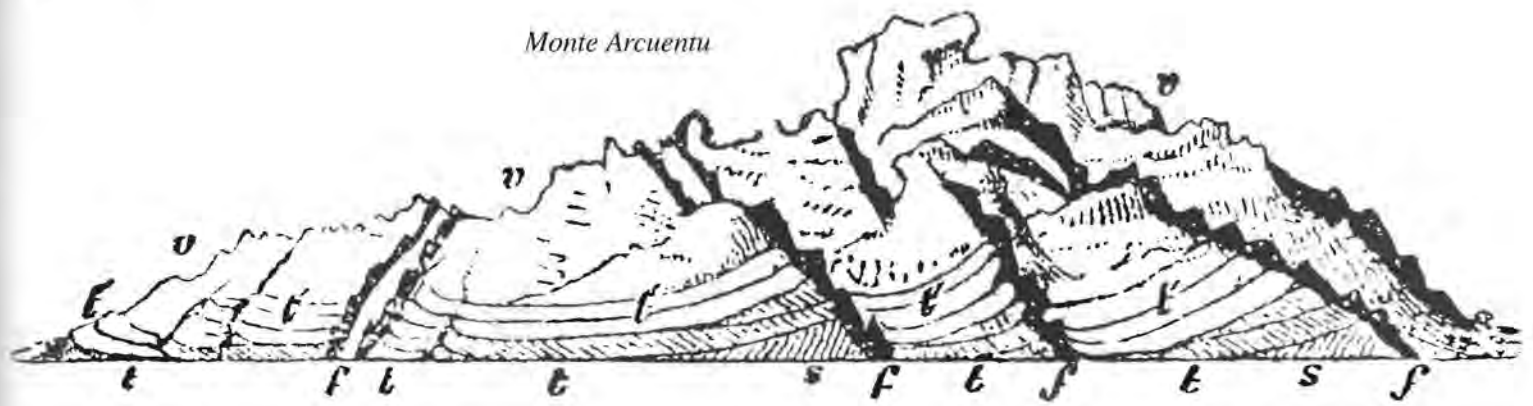
Fig. 107

cc, calcare giallastro compatto, ricco di fenditure; *b*, prismi basaltici.

Questo basalto ha una colorazione cinerina scura (*d 1*) e contiene del peridoto verdastro; i prismi non sono tutti uguali tra loro: la maggior parte sono pentagonali, ma ve ne sono anche esagonali; il loro diametro varia da 20 a 30 centimetri e l'altezza da 0,8 a 1,3 metri. Quello che ho visto all'ingresso del villaggio aveva quattro facce di 16 centimetri ciascuna e 65 centimetri di altezza.

Il calcare che si trova a contatto del basalto nel Monte Cèpera risulta pieno di spaccature ed ha acquisito una struttura quasi brecciolare (*G 34*); quello che si può vedere all'ingresso del paese, presso i forni per la calce, mostra una struttura quasi cristallina ed una colorazione rossastra (*G 35*). Invece all'uscita di Gùspini in direzione della miniera di *Monte Vecchio*, a sinistra della strada, si trova una collinetta, detta *Montixeddu*, sui cui fianchi si può vedere una massa di prismi basaltici verticali o variamente inclinati, che sembrano uscire dal granito o dal vicino conglomerato vulcanico. Sono meno regolari di quelli del Monte Cèpera: ve ne sono di cinque piani, 6 ed anche 7, ma sono più lunghi, tanto da sembrare canne d'organo. Sono costituiti da basalto grigio scuro contenente peridoto.

Monte Arcuentu. Una volta entrati nella valle che conduce alla miniera di Monte Vecchio, ci si trova dinanzi al conglomerato del Monte Arcuentu, già ricordato nel capitolo precedente. Se da lì ci si dirige verso Fontanaccio, si abbandona il terreno siluriano solo dopo mezz'ora di strada, procedendo dalla miniera verso nord; ma ben presto si cominciano a vedere dei lembi di tufo pomiceo o strati di deposito subappenninico. Ogni tanto si intravvede anche il conglomerato dell'Arcuentu e qualche filone basaltico attraversare tutte queste rocce nonché la strada che si sta percorrendo.

Una volta che il viaggiatore sarà giunto alla prima casetta della contrada Fontanaccio, alla sinistra della stradina che porta all'omonima baia, si potrà dire che si trova alla base S-O della montagna dell'Arcuentu: da questo punto ho preso lo schizzo che segue.

Fig. 108

s, terreno siluriano; *t*, tufo pomiceo; *t'*, terreno terziario subappenninico; *v*, conglomerato vulcanico dell'Arcuentu; *f*, dicchi basaltici che attraversano tutta la massa.

Sempre da qui si può iniziare la faticosa ascensione della montagna, fatta più volte (la prima volta che raggiunsi la cima, nel 1827, ero in compagnia dell'amico e collega prof. Moris, che fu testimone dell'incidente occorso ad un cavallo che avevamo affittato a Gùspini per trasportare gli strumenti geodetici. La povera bestia rotolò come un masso dalla sommità fino al fondo di un profondo precipizio ai piedi della montagna. L'ultima visita al luogo la feci invece nel 1847 insieme con De Vecchi). Prima si attraversano alcune formazioni di tufo pomiceo, che sta sotto gli strati di terreno subappenninico, consistente in un calcare marnoso disposto in banchi quasi orizzontali; subito dopo, però, si trova il conglomerato vulcanico che non viene abbandonato fino alla vetta.

I dicchi basaltici che attraversano tutti i terreni di questa zona, salvo il grès quaternario, sono quasi tutti diretti in genere secondo l'asse della massa maggiore della montagna: N 30° E - S 30° O. Spesso sono binari, cioè costituiti da due filoni assai elevati, vicini e paralleli, che occupano la stessa superficie e talvolta assumono l'aspetto di una muraglia di fortificazione diroccata. Sono costituiti da basalto bruno-nerastro, peridotico (*d 2*), suddiviso in prismi irregolari disposti orizzontalmente gli uni sugli altri, del diametro di circa 30 centimetri ed una lunghezza di 70, che è anche la larghezza di questa specie di muri che essi formano. La loro altezza dal suolo varia da punto a punto: ne ho osservato fino a 8 metri. È utile aggiungere che i dicchi si trovano ai due lati di questa curiosa montagna, che da essi viene attraversata da parte a parte: me ne sono convinto seguendone qualcuno dalla base occidentale del monte fino alla cima ed accompagnandolo nella discesa lungo il versante opposto.

Nella *Tavola V, figura 1* ho inserito una veduta generale del versante occidentale dell'Arcuentu e della spiaggia di Fontanaccio. La ripresa è stata fatta dal mare e, anche se ho già parlato nei capitoli precedenti di questa interessante località, sono convinto che una veduta generale di tutta la zona possa facilitare la comprensione di quanto ho descritto e di ciò che ancora resta da descrivere.

Il geologo che, dopo aver esaminato la cima dell'Arcuentu, tornerà al punto di partenza dell'ascensione, dovrà completare lo studio della zona esaminando la baia di Fontanaccio, dove potrà recarsi attraverso un sentiero quasi tutto incassato: si accorgerà di procedere più volte, a seconda delle asperità del suolo, ora sul tufo pomiceo, ora sul terreno terziario subappenninico, ora, infine, sul conglomerato o brecciola vulcanica che qua e là attraversa gli altri due depositi. La stessa strada è più volte attraversata da filoni basaltici in direzione E 36° N - O 36° S, formati da basalto nero tendente al blu-ardesia e contenente peridoto. Questi filoni non sono divisi in prismi; sono irregolari e compatti in tutta la loro estensione. Sembra che questa materia assuma la forma di muri verticali o di dicchi solamente in quei punti in cui i filoni attraversano il conglomerato vulcanico; negli altri, e soprattutto quando tagliano il terreno terziario, acquisiscono una struttura differente.

Il posto più interessante di Fontanaccio e, osiamo dire, uno dei punti più istruttivi di tutta l'isola per i geologi si trova presso la spiaggia (è stato rappresentato anch'esso nella *Tavola V, figura 1*). Partendo dal punto più settentrionale, dove il terreno siluriano sparisce lungo la costa, si può osservare un lembo di grès quaternario *q* che poggia orizzontalmente sul terreno ter-

ziario inclinato *t"* e contiene nella parte inferiore *q'* grossi frammenti di roccia basaltica; sempre lì però si trovano due filoni verticali, *1* e *2*, uno dei quali ha attraversato il terreno terziario e si è fermato alla base del grès quaternario; l'altro invece è salito un po' più in alto, ma non è riuscito ad attraversare il grès, che vi si è adattato alla sua estremità superiore.

Materiale analogo è fuoruscito nei pressi e si è riversato in un burrone, colmandolo: sembra che la colata sia avvenuta con facilità, perché la lava ha assunto una struttura globulosa, a strati concentrici, con contorni in tutti i sensi. Le parti superiore ed inferiore della lava sono molto ricche di scorie con cavità tappezzate e completametne colme di bianchissimo carbonato di calcio. Ritengo che si tratti di una roccia di natura analoga a quella dei filoni verticali che si trovano lì presso; essa però ha potuto riversarsi, dopo averlo attraversato, sul terreno terziario mentre si trovava in uno stato di fluidità tale da permettere l'acquisizione di quella struttura globulare a strati concentrici che, come si diceva, ne rappresenta la caratteristica principale. Non molto distante verso sud si può vedere un altro dicco sporgente dal suolo: ha 2 metri di spessore ed è completamente diverso da quello appena descritto per quanto riguarda l'aspetto esteriore. La roccia che lo costituisce è compatta e porosa e le cavità sono più piccole e meno numerose che nel filone precedente, mentre il colore è verde scuro senza tracce di peridoto (*d 3*): al suo contatto il grès terziario si è arrossato e modificato e, decomponendosi, mostra la tendenza a suddividersi in tavolette, piastre e, molto di rado, in sfere.

Più a sud vi sono altri due filoni, o meglio uno solo biforcato al di sopra della superficie dell'acqua: quello che abbiamo esaminato esce verticalmente dalla superficie della falesia, portandosi ad un'altezza di circa 2 metri, con uno spessore di 30-35 centimetri: la roccia che lo costituisce è uguale a quella del precedente, ma senza vacuoli (*d 3bis*); la suddivisione in piastre segue la direzione del filone (circa O-E): nei vuoti tra le piastre sono inseriti sottilissimi filamenti di carbonato di calcio.

Ancora più a sud, lungo la falesia, vi è un quinto filone verticale, analogo ai due precedenti, seguito da una massa di materiale simile, di struttura globulare come quella appena descritta, che dipende dalla larghezza dell'apertura da cui è uscita la colata.

La storia di questi filoni è, a mio parere, molto istruttiva, perché ci spiega come una materia fusa può variare di struttura e di aspetto a seconda delle condizioni in cui si trova quando viene alla luce in mezzo ai terreni che attraversa. Dove è potuta uscire liberamente ed effondersi dall'alto al basso ha acquisito una struttura globulosa o a strati concentrici, mentre i gas contenuti, liberandosi, hanno dato luogo a numerose cavità che, a contatto col calcare (probabilmente immerso in un liquido), si sono riempite di carbonato di calcio. Questo vale per i due grandi filoni *2* e *6* della *Tavola V, figura 1*, mentre là dove si è immesso in un crepaccio largo da 1 a 2 metri al massimo il materiale basaltico, trovandosi ad uno sbocco più stretto, si è leggermente sgretolato originando delle piastre longitudinali, tra le quali ha potuto penetrare la sostanza calcarea che vi ha formato delle venature volte nella stessa direzione. Credo sia difficile trovare in una località così circoscritta un punto più adatto di questo allo studio dei filoni basaltici.

Generalmente tutti i filoni esistenti nella costa di Fontanaccio mostrano una direzione media O-E, mentre alcuni sono diretti da N-O a S-E e qualcuno segue la direzione della costa stessa, parallelamente all'asse della catena dell'Arcuentu; dato poi che questa catena si riallaccia ad una vecchia linea di frattura, il solo fatto che il conglomerato dell'Arcuentu e i filoni che lo attraversano da parte a parte abbiano una diversa direzione ci dimostra la loro appartenenza ad un'epoca posteriore a quella della formazione del conglomerato.

Lungo il sentiero che conduce alla *Tonnara di Flumentorgiu*, oltrepassato il territorio di Fontanaccio, il conglomerato vulcanico scompare, così come il terreno terziario, e si procede fino alla tonnara su schisti siluriani accompagnati da grovacche; dopo la tonnara, però, procedento verso nord si attraversa una strada che si allontana leggermente dalla costa; dopo soli cinque minuti si vede il suolo ricoperto da una gran moltitudine di ciottoli di specie diversa, ma soprattutto calcarei, che ricoprono gli schisti, tra i quali ho cercato invano un calcare siluriano locale. I ciottoli perciò provengono da una certa distanza: mi è sembrato qui di avvertire lo stesso fenomeno osservato a Pescetti, nell'isola di San Pietro, a Gonnesa (sotto il nuraghe Sa Saracca) e sotto la miniera di Gùspini: i ciottoli calcarei sembrano aver subìto una modificazione ed una dolomitizzazione dalla superficie verso il centro, che è rimasto inalterato. Ho già detto che sono portato ad attribuire la modificazione dei ciottoli alla comparsa di rocce plutoniche nel mare dove erano depositati.

Santadi. Quando si giunge al punto più alto del sentiero che porta alla zona di Santadi partendo dalla tonnara, si vede riapparire, al di sopra del terreno siluriano, il tufo pomiceo già osservato a Fontanaccio, anche qui bianco e pulvirulento, contenente pagliuzze di mica nera e con impronte di piante. In quel punto il tufo è stato attraversato da un filone basaltico che lo ha modificato in modo singolare, come gli schisti siluriani. Il tufo (*b* 3*) ha subìto un processo di vetrificazione ed ha assunto l'aspetto di retinite grigia con macchie longitudinali bianche (*b* 4*), sì da ricordare il rivestimento vetroso che spesso acquistano certi ciottoli quarzosi o granitici che si trovano nei forni da calce quando si raffreddano; ancora più singolare appare il fatto che, nello stesso punto, accanto al filone si può osservare una breccia formata da frammenti di schisti siluriani trasformati in diaspro rosso e giallo, uniti assieme a frammenti di roccia schistosa più o meno alterati (*d 4*). Evidentemente tutti questi materiali sono stati sottratti al terreno sottostante e modificati dalla presenza del filone basaltico che li ha sollevati.

Il filone è costituito da basalto nerastro con scarse quantità di peridoto (*d 5*), ha uno spessore di circa 50 centimetri e può essere seguito per un certo tratto in direzione O 15° N - E 15° S. Invito anche questa volta i geologi a visitare questa località per poter osservare gli effetti provocati dalla comparsa del filone.

La Frasca. Sempre sulla costa occidentale, ma più a nord, lasciando a sinistra la torre di Flumentorgiu, il terreno siluriano si perde di vista appena si giunge in fondo alla discesa e si arriva ad una lunga spiaggia ricoperta di sabbia e di grès quaternario; appena superata la spiaggia, però, ci si trova alla base occidentale dell'altopiano della Frasca (*Tavola V, figura 2*).

La roccia che copre con andamento orizzontale questo vasto altopiano è un basalto grigio, nerastro e poroso, che contiene frammenti di quarzo bianco vetrificato (*d 6*): esso forma un'estesissima colata di uno spessore che varia a seconda delle depressioni del terreno subappenninico sul quale si è riversata (3 metri sulle scarpate visibili); inferiormente il basalto è ricco di bolle e scorificato e il suo colore passa da grigio-nero a rosso mattone sporco, mentre in superficie, dove la roccia è più compatta, è generalmente, come del resto si è già detto, grigio-nerastro. Al suo contatto le formazioni terziarie sottostanti assumono una colorazione rossastra, mentre le cavità sono tappezzate e a volte riempite del tutto da carbonato di calcio bianco.

Lo Schiavone. *Lo Schiavone*, che potrebbe definirsi uno scoglio o una penisola in miniatura più che un vero e proprio isolotto, è costituito da un filone di roccia basaltica nera che sorge verticalmente dal mare e si unisce alla costa attraverso un istmo o una serie di scogli del medesimo materiale. Nel punto in cui questi raggiungono la riva si può osservare anche un lembo di conglomerato vulcanico, che pare attraversato dal filone basaltico dello Schiavone e che ho catalogato tra i terreni basaltici, mentre avrebbe potuto essere anche collocato assieme al conglomerato ed alla brecciola dell'Arcuentu (*c 28, 28bis*): si tratta in fondo di un amalgama non stratificato composto da frammenti appuntiti di basanite grigia cementati da un impasto cineriforme di colore bianco-giallastro sporco (*d 7*); ma ciò che mi ha convinto a catalogarlo assieme a quello di Fontanaccio e

del Monte Arcuentu è il fatto che qui è attraversato dal filone di basalto nero che dà forma agli isolotti dello Schiavone, prova evidente che questo è posteriore alla comparsa del conglomerato e della brecciola. Lo stesso filone si introduce anche nel tufo pomiceo e nel terreno terziario che lo ricopre, come si può osservare nel disegno che segue.

Fig. 109

p, tufo pomiceo; *t*, sabbie terziarie subappenniniche; *t*, calcare marnoso terziario; *v*, conglomerato o brecciola vulcanica; *s*, parte inferiore della colata basaltica della Frasca, scorificata; *b**, basalto dell'altopiano della Frasca, parte superiore; *bbb*, filone basaltico dello Schiavone.

L'altopiano della Frasca, che ho visitato sia all'estremità settentrionale sia sui fianchi di levante e di ponente, è interamente ricoperto da una colata basaltica, eccetto una località detta *Santadi*, dove esiste una depressione di terreno terziario che sembra poggiare su terreni siluriani.

Capo San Marco. Di fronte al promontorio della Frasca, dalla parte opposta dell'ingresso del Golfo di Oristano, si trova il *Capo San Marco*, di cui già si è parlato nei capitoli precedenti a proposito del terreno terziario subappenninico e del terreno quaternario. Non ritornerò su ciò che ho già detto a proposito di questi terreni, la cui posizione relativa è così ben determinata in questa località: ricorderò al lettore che è la colata basaltica a ricoprire il promontorio di San Marco e che sono i suoi frammenti che danno origine alla frattura esistente tra la parte superiore del terreno subappenninico e la base di grès quaternario. Ciò dimostra che l'apparizione del basalto è avvenuta al compimento del primo dei due depositi e ancor prima che l'altro avesse inizio: in altri termini, si può concludere che la comparsa del basalto mise fine al periodo terziario dopo il quale venne quello successivo che, per farci comprendere, chiamaremo quaternario.

La medesima formazione basaltica ci ha lasciato delle testimonianze molto chiare sul rilievo che si trova nelle vicinanze del Capo San Marco, dove si trova la *torre di San Giovanni di Sinis* e sulle collinette del Sinis propriamente detto, formate da depositi terziari stratificati e ricoperti qua e là dai resti di una colata di lava basaltica i cui caratteri dimostrano la sua grande estensione, poi modificata e frazionata.

Coscia di Donna. Lasciamo ora per un istante la costa presso il Capo di San Marco e trasferiamoci a 13 miglia di distanza, in mare, verso occidente: ecco sorgere un minuscolo isolotto chiamato sia *Il Catalano*, sia *Coscia di Donna*. Questo isolotto, di appena mezzo miglio di perimetro rispetto ad un'altezza di non più di 10 metri, mi è servito a suo tempo come segnale trigonometrico; è costituito da una roccia basaltica molto peridotica, nerastra (*d 8*), che pare generata da una colata, come a Capo Frasca e a Capo San Marco, piuttosto che essere nata d'un sol colpo, dal basso in alto, come un filone. Questa caratteristica e la differente struttura che identificano la roccia del Catalano mi portano a mettere a confronto la composizione e l'origine di questo roccione con quelle della roccia nera de Lo Schiavone. Tutto intorno al Catalano vi sono scogli della stessa roccia: alcuni sono a pelo d'acqua, altri sommersi; ma a cento metri di distanza il mare non è più profondo di 35 metri, così che questa formazione rocciosa può considerarsi isolata (come un dicco), con le parti più basse sommerse.

Da Mandas a Nurri. Cerchiamo ora la roccia basaltica nelle altre parti dell'isola. Ci dirigiamo verso nord-est, nel Campidano di Cagliari: e proprio da Cagliari diamo inizio a questa nuova escursione. Il geologo che volesse seguirci nella ricerca di altre formazioni di questa roccia potrà, partendo dalla capitale, viaggiare in carrozza, senza alcuna interruzione, fino al villaggio di *Mandas*; da lì dovrà lasciare la strada reale (detta dell'est o dell'Ogliastra) ed incamminarsi per quella vecchia che portava da Mandas a *Nurri* attraverso la valle del Rio Mulargia.

Giunto pressappoco a metà strada tra i due villaggi, il viaggiatore avrà modo di osservare una stretta collina allungata che spunta al di sopra del suolo schistoso e la cui superficie è piatta ed orizzontale; nel posto viene chiamata *Tacco*, cioè viene usato lo stesso nome che noi abbiamo dato a simili pianori isolati ma di diversa natura. Questo Tacco si distingue dagli altri per la superficie, che, invece di essere composta, come negli altri casi, da roccia calcareo-magnesiaca giurassica, è costituita da un lembo di lava basaltica del tutto simile a quella degli altopiani della Frasca e del Capo San Marco, di cui abbiamo appena parlato.

Sui due versanti di questo Tacco stretto e allungato non si vede alcuna traccia del passaggio della lava basaltica attraverso il terreno che pure essa ricopre come una piattaforma; quindi non si tratta di un filone o di un dicco, come nei casi del Monte Arcuentu e di Fontanaccio, sicché se ne deve concludere che siamo in presenza dei resti di una colata di lava basaltica venuta da più lontano e rimasta isolata. Nel corso del capitolo troveremo altri esempi ancora più strani di questo fenomeno di isolamento e frammentazione di lembi basaltici. Questo è anche il segno che in Sardegna è avvenuta una grande rivoluzione e denudazione dopo l'emissione del basalto.

Non si trova più roccia di questo tipo fino all'ingresso di Nurri, edificato in parte su una lava simile ed in parte su terreno terziario subappenninico, a sua volta coperto dal basalto. La forma della collina che domina l'abitato, vista da lontano verso nord, è quella di un cono con una pendenza dolce, come un mucchio di grano. Sulla cima si trova una piccola depressione fiancheggiata da due prominenze arrotondate da cui partono i pendii laterali. Il basalto, senza dubbio fuoruscito dalla depressione, è colato verso N-O attraversa il terreno giurassico-magnesiaco, che funge da supporto alla collina vulcanica, dato che lo si trova tutto intorno alla montagna; quando però si esamina il rilievo dalla parte sud, cioè mentre ci si trova tra Nurri ed il vicino villaggio di *Orroli*, si vede solo la sezione del cono, la cui metà meridionale è completamente scomparsa. Un taglio perpendicolare di origine naturale è una vera e propria fortuna per un geologo che desideri approfondire la conoscenza di certi segreti della natura.

Qui la roccia basaltica forma un muro verticale semi-circolare posato su terreno terziario, che continua a mostrarsi sopra il calcare magnesiaco giurassico; ma ad Orroli il terreno terziario si eleva ad un livello molto più considerevole di quanto non accada a Nurri, di modo che sembra essere stato sollevato, mentre il basalto sovrastante ne costituisce solo una copertura. Comunque mi è sembrato di riconoscere al centro del muro verticale una traccia di materiale basaltico che probabilmente era passato per il camino del vulcano prima di spandersi lungo i fianchi. Il basalto poi scende fino al livello del suolo, dove è rigonfio e non sembra aver subìto una grande pressione laterale.

Nella parte centrale dei monti di Orroli e di Nurri la roccia mostra generalmente forme prismatiche verticali e alla base risulta scorificata e sminuzzata, mentre la struttura diviene più compatta man mano che si va verso l'alto: è nera con macchie verdi di peridoto, qui molto comune. Nel punto di contatto col terreno terziario le bolle che essa contiene sono cosparse e ripiene di carbonato di calcio bianco. Si tratta quindi degli stessi fenomeni già visti al Capo Frasca ed a San Giovanni di Sinis e che ritroveremo nei basalti che ci apprestiamo a descrivere. Sono comunque convinto che la roccia di Orroli si trovi molto vicina al punto dal quale è fuoruscita, cosa che raramente càpita altrove.

Del resto sembra che la forma bombata ed arrotondata del monte sia il risultato della tumefazione del suolo terziario sottostante piuttosto che la conseguenza della colata attraverso un orifizio superiore. La lava, infatti, non ha fatto altro che ricoprire la vescica terziaria, espandendosi dalla sommità e riempiendo le depressioni del suolo: questa è la causa della dolcezza dei pendii del cono e dell'apparente omogeneità della superficie, così come appare da lontano. Dico questo perché non appena si scala la montagna l'omogeneità scompare ed il terreno visto da vicino mostra tutta la sua scabrosità.

Alla cima di questa montagna si dà il nome di *Punta Ortura*; ha un'altezza di 776 metri, cioè 166 metri in più rispetto al livello della chiesa parrocchiale di Nurri (610 m). Come al solito vi sistemai uno dei miei segnali trigonometrici.

Orroli. Il suolo sul quale è stato edificato il villaggio di Orroli è esclusivamente terziario, ma interamente ricoperto da una gran quantità di frammenti basaltici, provenienti forse da quella parte del muro verticale che mi è sembrata la sede del camino vulcanico. Uscendo dal paese in direzione del Flumendosa, che in questa zona scorre in un crepaccio stretto e profondo in direzione N-S, ben presto si trova un'altra formazione basaltica, proveniente anch'essa dalla cima del monte di Nurri: risulta però molto più estesa in larghezza ed in lunghezza rispetto a quella segnalata a fianco del villaggio. Questa bordeggia verso est tutta la scarpata della riva destra del Flumendosa ed oltrepassa anche il punto dove il fiume compie una svolta verso S-E.

Proprio in questa formazione, che è leggermente inclinata in direzione sud, da ovest verso est si apre il curioso passaggio naturale chiamato *Arco Santo Stefano*: si tratta di una gola nella quale passa la strada che conduce ad *Escalaplano*, molto stretta e profonda, fiancheggiata da due pareti verticali che in certi punti cadono a strapiombo e coronata da entrambe le parti da porzioni della stessa formazione basaltica.

Altri due lembi della stessa roccia, attualmente isolati, si vedono uno sulla riva sinistra del fiume, in direzione di Escalaplano, e l'altro sulla riva destra, proprio nel punto in cui il Flumendosa riceve le acque del Rio Mulargia, vicino alla strada per *Goni*. Ora, tenendo conto della pendenza del terreno e di altre circostanze locali, appare evidente che la lava basaltica che ha dato origine ai due lembi, ora isolati, può provenire solo dal monte che sovrasta Orroli e Nurri, ciò che rappresenta una prova inconfutabile che il corso del Flumendosa così com'è adesso risale ad un'epoca posteriore a quella dell'espandersi dei basalti; questi, inoltre, hanno subìto qui, come in altre zone già visitate, una forte denudazione e delle frammentazioni tali da offrirci il segnale di grandi sconvolgimenti su vasta scala.

Dirigendosi da Nurri verso ovest, dopo aver oltrepassato la *chiesa di Sant'Antonio*, costruita su porfido rosso passante a pegmatite sienitica anch'essa rossa, ci si trova dopo breve tempo alla base orientale di una collina arrotondata, chiamata *Monte Gussini*, che appare costituita da calcare marnoso terziario, ricoperto da una formazione basaltica, pressappoco come avviene a Nurri; ma il basalto di Gussini, essendo probabilmente scaturito dall'interno della terra in uno stato più vischioso, non ha potuto riversarsi ed estendersi, dando perciò origine ad uno strato leggermente bombato al di sopra della marna terziaria.

Nella parte della collina volta a N-O vi è una forte depressione, in mezzo alla quale si innalza un picco verticale che attrae subito l'attenzione dei geologi: ho cercato di raffigurarlo nella grande carta dell'isola, per quanto potesse permetterlo la scala di riduzione. Rimandando il lettore alla sua consultazione, ecco qui una sezione dimostrativa della località, che debbo alla gentilezza di De Vecchi.

Fig. 110

Monte Gussini

t, terreno calcareo marnoso terziario; *b*, basalto.

Un semplice sguardo alla sezione fa già capire che la sporgenza centrale, sorta dalla massa calcarea, dovette passare attraverso i depositi terziari quando questi erano già coperti dalla formazione basaltica; questa, fra l'altro, doveva essere a sua volta uscita dalla medesima apertura ed essersi sollevata assieme ai terreni sottostanti. Di conseguenza l'uscita della sporgenza centrale risulta posteriore all'espansione della lava che copre il monte.

La parte occidentale della collina, in direzione di *Ìsili*, è rico-

perta di lava sotto forma di strato leggermente inclinato verso questa parte e rialzato verso il centro, dal quale senz'altro è avvenuta l'emissione vulcanica.

A sud la collina si unisce ad un altro rilievo arrotondato, chiamato *Monte Cugussi*, che non ho avuto la possibilità di visitare: ho però raccolto alle sue pendici delle scorie basaltiche rosse ed osservandolo da Nurri con il cannocchiale ho potuto constatare che è formato da scorie che nel loro insieme gli danno la forma di un mucchio di grano.

La Giara di Serri. Per arrivare ad un altro altopiano basaltico, chiamato localmente *Giara di Serri*, non si deve fare altro che attraversare una vallata, o meglio una piana, partendo dal Monte Gussini; questo altopiano è separato dal Monte Trempu, di cui abbiamo già parlato nel capitolo II, soltanto da un valloncello quasi insignificante.

Mi sembra del tutto inutile descrivere minuziosamente l'altopiano basaltico su cui si trova il villaggio di Serri, da cui ha preso il nome, poiché non farei altro che ripetermi ulteriormente, tanto più che il basalto che lo costituisce varia leggermente da un punto all'altro. Il campione della mia collezione (*d 9*) fu raccolto al di sopra del villaggio di *Gèsturi* ed è formato da basalto grigio, alterato, ricco di macchie a forma di stella di colore verdastro. Avremo occasione di segnalarne altri simili, provenienti da altre zone basaltiche dell'isola. Del resto, in altri punti della Giara esso è talvolta nerastro, tal'altra rosso: il primo è solitamente compatto e si trova superiormente, mentre il secondo è rigonfio e ricco di scorie; in questo caso forma la base della colata che in qualche punto ha anche dato alla marna terziaria sottostante una colorazione di mattone cotto.

A Serri la colata non sembra avere uno spessore consistente, dato che si trova allo stato di frammenti staccati dalla superficie, di uno o due metri per un metro al massimo di spessore. Questo fenomeno di fratturazione è dovuto probabilmente al modo tutto particolare col quale la materia si è raffreddata, forse quando aveva ancora una temperatura molto alta: tra i frammenti, staccati tra loro di qualche centimetro, affiora il suolo terziario sul quale poggiano.

Dalla parte di *Gergei*, ma soprattutto sopra il villaggio di *Escolca*, edificato al piede meridionale della Giara di Serri, la formazione basaltica si eleva gradualmente attorno ad una fenditura semicircolare, che rappresenta probabilmente i resti dell'orifizio dal quale il materiale fuso è colato sulla marna e sul calcare terziario. Sono indotto a crederlo dal fatto che la roccia basaltica pare in questo punto più elaborata di quanto non lo sia in altri punti dove sembra essersi espansa su una superficie pressoché piana e orizzontale; inoltre qui essa è molto più compatta.

A nord della Giara di Serri, tra Ìsili e la *chiesetta di Sant'Antonio di Sarcidano*, sorge un altro altopiano isolato, lungo e stretto, analogo al Tacco che abbiamo segnalato tra Mandas e Nurri: esso viene chiamato *Planu 'e Olla*, nome nel quale gli etimologisti sardi credono di identificare una corruzione di *Iolaus*, eroe antico e colonizzatore dell'isola. Non ho potuto vedere sui suoi fianchi, molto ravvicinati, tracce di materiale basaltico che si sarebbe potuto inserire attraverso la marna terziaria per effondersi in seguito in una falda orizzontale: così anche a Planu 'e Olla ho creduto di riconoscere un'ulteriore testimonianza di una colata di lava più vasta, in seguito ridotta a queste dimensioni da un forte denudamento o da un'altra causa analoga.

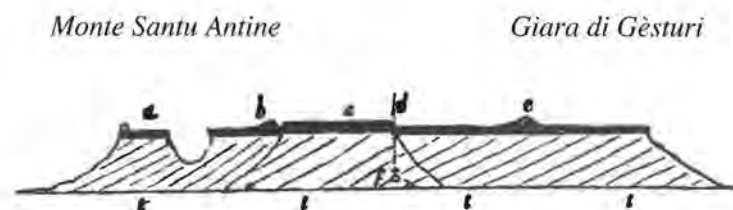
La Giara di Gèsturi. Per trovare una Giara più grande bisogna recarsi non molto lontano da lì, sull'altopiano isolato che domina il villaggio di Gèsturi, di cui porta il nome. Si tratta di una specie di isolotto basaltico, con la superficie orizzontale o leggermente inclinata, che sorge in mezzo a basse colline marnose: non ha più di 38-40 chilometri di circonferenza, misurati sul margine superiore, poco più della superficie dell'isola di San Pietro; se si misurasse lungo la base, la circonferenza sarebbe pressappoco doppia, dato che i pendii sono molto dolci e si perdono nella pianura circostante.

Questo curioso altopiano ha la forma di un poligono irregolare con angoli esterni ed interni. Le scarpate uniformi che lo circondano concorrono a dare al suo insieme una certa aria di manufatto fortificato. L'impressione aumenta ancor di più per la presenza, in ciascun angolo sporgente, di specie di torri in rovina, resti di antichi nuraghi, dei quali ho parlato a lungo nella seconda parte (vi si veda soprattutto la *Tavola VIII, figura 5*, dove è raffigurata la planimetria della Giara). Le pendici di tutto il perimetro dell'altopiano sono formate da marna terziaria subappenninica; la lava basaltica che la ricopre ne ha colmato tutte le depressioni preesistenti, in modo da dargli una conformazione piana o inclinata in modo molto lieve. Lo spessore della formazione basaltica raggiunge al massimo i 10 metri; la struttura della roccia è generalmente più compatta che bollosa; comunque in qualche punto passa a tefrina nera e porosa. Questa struttura si può osservare soprattutto man mano che ci si avvicina a due lievi prominenze che superano la superficie dell'altopiano. Questi due minuscoli rilievi arrotondati vengono localmente chiamati *Zèpara* o *Cèpera*, con lo stesso nome, cioè, che si dà al monticello basaltico di Gùspini; qui vengono chiamate *Zèpara Manna* e *Zeparedda*. È molto probabile che proprio dai punti ora occupati da questi rilievi sia un tempo uscita la lava, passando attraverso il terreno inferiore che al tempo era già pianeggiante e sul quale essa si riversò. La Zèpara Manna, che naturalmente è la più elevata, conta 593 metri d'altezza: non vi ho osservato alcuna depressione centrale e neanche quelle tracce di scorie leggere che spesso accompagnano i vecchi orifizi di rocce basaltiche. Questo fatto non mi impedisce di credere che da essa sia provenuta la maggior parte della colata. Nei pressi della Zeparedda vi è una depressione che forma il bacino di un piccolo stagno: la coincidenza di trovare una depressione a fianco di un rilievo potrebbe far supporre che la forma bombata della Zeparedda abbia provocato questa cavità e che la depressione sia posteriore alla colata di lava, che in origine dovette espandersi su un piano perfetto.

Al di sopra del villaggio di *Genone*, che si trova a N-E dell'altopiano, si trova una cima a forma di tronco di cono, chiamata *Monte Santu Antine* (San Costantino), sulla quale si trovano i resti di un nuraghe i cui muri sono costituiti da una roccia basaltica nerastra che è la stessa del suolo: è uno strato del tutto simile (anche per quanto riguarda lo spessore) a quello che ricopre l'intera Giara nel punto che si trova di fronte allo stesso altopiano e che è molto vicino. Non si può non considerare il lembo di roccia basaltica del monte come una parte della stessa colata della vicina Giara, le cui parti intermedie probabilmente furono fratturate e spostate. La cima, che mi è servita a suo tempo come punto di riferimento trigonometrico, è lunga 153 metri e larga circa 50, mentre l'altezza è di 587 metri, la stessa della Giara, il cui punto culminante (la Zèpara Manna) è, come dicevamo, alto 593 metri sul livello del mare. I sei metri in più rappresentano la differenza tra la sommità e il piano della Giara.

Ecco la sezione dell'altopiano basaltico, ripresa dal villaggio di *Mogorella*.

Fig. III

Monte Santu Antine *Giara di Gèsturi*

a, monticello di *Santu Antine* di Genone; *b*, *Zeparedda*; *c*, parte della Giara rivolta verso Assolo; *d*, parte centrale della Giara; *e*, *Zèpara Manna*; *f*, abitato di Assolo; *tt*, terreno terziario ricoperto da lava basaltica.

A S-O della Giara di Gèsturi si trova un altro altopiano simile, meno esteso e meno elevato, che viene chiamato *Giara di Sìmala* per la vicinanza dall'omonimo villaggio. Anch'esso poggia sulla marna terziaria ed è composto da basalto nerastro, del tutto simile a quello del tavolato appena descritto. Non so se la relativa colata sia fuoruscita nei pressi o se debba essere ritenuta una continuazione di quella della grande Giara, poi interrotta; le osservazioni fatte in questa località non mi hanno fornito i dati necessari per risolvere il problema.

Sàrdara. Dalla Giara di Sìmala torniamo ora un po' verso sud alla ricerca di altre formazioni basaltiche, che troviamo infatti alla base settentrionale della montagna di *Monreale di Sàrdara*, presso le terme omonime. Non lontano dalla principale fonte di acque termali della zona, che scorre da ovest a est, si possono osservare gli schisti siluriani sollevati dal suolo nella stessa direzione e che formano una specie di muraglia verticale. Nelle immediate vicinanze si trova un filone di basalto con andamento O-E, sì che viene da credere che il sollevamento degli schisti al di sopra del suolo, la nascita e la direzione della sorgente calda siano dovuti alla stessa causa, che è anche quella dell'uscita del filone basaltico. Un ulteriore filone del genere e con la stessa direzione attraversa, nella zona di Sàrdara, la marna terziaria leggermente modificata nel punto di contatto.

Ora, se si vuole compiere un'escursione alla collina che domina a nord il paese, appena si saranno lasciate le ultime case e si sarà iniziata la salita si potrà vedere che la marna subappenninica è stata penetrata inferiormente da una roccia nera simile a quella vista a Nuràminis lungo la grande strada. Non ci dilungheremo oltre a questo proposito, dato che questa roccia figura già nel capitolo precedente; l'ho ricordata qui per avvertire i geologi che visiteranno la zona di non confondere questa sostanza con il basalto, che si trova anche, come dicevo, nelle vie del paese.

In cima alla collina di Sàrdara si trova la marna terziaria coperta da roccia vulcanica stratiforme, che io scambiai in un primo tempo per trachite antica: un esame più approfondito della sua struttura e della sua posizione al di sopra del terreno terziario mi ha permesso di farmi una opinione diversa. Si tratta infatti di una lava basaltica rosso-cenere, contenente peridoto verde chiaro (*d 10*): è divisa da strati molto sottili di materiale argilloso rossastro, che ricorda quello frapposto agli strati di perlite della grotta dei Colombi, nell'isola di San Pietro. Quantunque risulti fortemente fratturata, l'intera massa non perde la fisionomia di colata; la direzione degli strati è NE-SO con inclinazione verso N-O.

Uras. A 10 minuti sulla strada reale da Sàrdara verso il villaggio di *Uras* si trova una colata basaltica che attraversa la strada stessa e che sembra provenire da est e da una certa distanza: essa continua a scendere con lieve pendio nella vallata, verso ovest. Il campione (*d 11*) che ho raccolto sul lato orientale della strada è un basalto peridotico grigio scuro passante a nero; risulta leggermente poroso e le sue cavità sono tappezzate di carbonato di calcio bianco, come quello di Capo Frasca. È una colata dello spessore di non più di 2 metri e spezzettata: i vari pezzi risultano staccati gli uni dagli altri e negli spazi compare la marna sottostante, come già avevamo segnalato nella Giara di Serri. Si tratta probabilmente dell'effetto di un raffreddamento repentino, oppure di un grande mutamento del suolo avvenuto in epoca posteriore all'espandersi della lava stessa.

Da qui fino all'ingresso di Uras simili frammenti di formazioni basaltiche si osservano su entrambi i lati della strada. Sembrano provenire dai dintorni di *Mògoro*, paese notevole, al quale si giunge atttrversando una colata chiamata *Planu de Mògoro*. Qui la roccia mostra le stesse caratteristiche del campione raccolto lungo la strada, nel percorso da Sàrdara alla cantoniera di Mògoro.

Abbiamo appena detto che solo all'ingresso di Uras cessa la presenza della lava basaltica nella zona attraversata dalla strada reale: effettivamente i resti di un grande nuraghe, di cui si vedono ancora le vestigia lungo la grande strada, prima di giungere all'abitato, sono costituiti da blocchi giganti di roccia nera, peridotica, leggermente porosa, prelevata localmente e che rappresenta anche i resti di una colata sulla quale fu costruito lo stesso monumento. Da qui fin oltre Oristano si percorre esclusivamente terreno alluvionale ricoperto da pietrame di ogni specie, ivi compreso quello arrotondato di ossidiana nera di cui abbiamo già parlato (da qualche anno in qua questi frammenti di ossidiana nera risultano più rari per l'uso che se ne fa per la pavimentazione della strada). Se invece ci si dirige da Uras in direzione di *Morgongiori*, non si fa altro che passare da una colata basaltica ad un'altra. Infatti durante il tragitto ho avuto modo di osservare una formazione molto estesa, formata da roccia basaltica grigia stratificata, con peridoto verde chiaro, del tutto uguale a quella segnalata al di sopra di Sàrdara (*d 10*). Se entrambe le formazioni hanno fatto parte della stessa colata, come penso, non saprei dire se ci si deve meravigliare del suo grande sviluppo o della grande denudazione del notevole spazio che attualmente separa le due parti, che ancora si trovano nella posizione originaria.

Ales. Nel villaggio di Ales la roccia basaltica si trova sotto forma di filoni che attraversano la marna terziaria che hanno modificato in più punti: è nera, peridotica ed anche di aspetto porfirico (*d 12*); passa ad una specie di *wake* che contiene cristalli di feldspato bronzeo, che in un primo momento scambiai per diallàgio. Contiene anche tracce di gesso e mostra una certa effervescenza in presenza di acidi (*d 13*). Si tratta dello stesso filone cui si accenna nel capitolo VIII a proposito della curiosa alterazione che sembra far assumere alla marna terziaria (*I 24, 25, 26*) che attraversa. Senza la presenza del peridoto, che mi ha convinto ad inserire questa roccia nel presente capitolo, sarei tentato di classificarla come roccia nera del tipo di quella di Nuràminis e della cantoniera di Mògoro, di cui si è parlato nel capitolo precedente, data la sua struttura porfiroide e del feldspato e del gesso in essa contenuti.

Monte Arci. Dirigendosi dalla stessa Ales verso la cima del *Monte Arci* si continua a percorrere il terreno marnoso terziario sul quale si trovano spesso formazioni di lava tabulare grigia, analoga a quella del monte di Sàrdara: è molto ricca di peridoto e contiene anche cristalli di feldspato vitreo (*d 14*); la marna sulla quale si è sparsa sembrerebbe leggermente modificata nel punto in cui avviene il contatto. Il basalto grigio forma delle scarpate verticali dalla struttura grossolanamente prismatica, soprattutto in località *Conca 'e Margine* ('testa del margine', 'del bordo'); da questo lato forma una specie di tavolato. Proseguendo per lo stesso cammino, si percorre ben presto un secondo tavolato formato da una roccia basaltica anch'essa grigiastra, ma di un colore leggermente più scuro della precedente e abbondantemente peridotica (*d 15*). Questa roccia si estende molto verso est, sopra i villaggi di *Pau* e di *Usellus*; in seguito risulta coperta a sua volta da un'ulteriore colata basaltica di colore bruno-nerastro, analoga a quella che abbiamo visto fungere da corona ai tavolati isolati di cui è detto qui sopra.

Tutte queste differenti formazioni, sovrapposte le une alle altre, sono probabilmente il risultato di altrettante colate succedutesi a partire da quella che ha fornito il basalto di colore grigio chiaro e stratificato, che io considero il più vecchio, fino a quella che ha dato luogo al basalto nero: esso ci sembra il più recente ed è il medesimo che costituisce la maggior parte degli altopiani isolati e delle colate fin qui descritti. La successione di differenti colate poste le une sulle altre forma l'involucro del Monte Arci, senza impedire però alla roccia trachitica di cui si parlava nel capitolo XII, e che forma il vero nucleo del monte, di affiorare in numerosi punti, soprattutto sul versante occidentale; mentre qualche lembo terziario che si trova al di sopra della trachite appare presso il villaggio di Morgongiori, sul versante orientale, a metà altezza della montagna.

La colata basaltica nerastra del pianoro superiore del Monte Arci giunge fino al bordo occidentale, dove si elevano due picchi isolati, entrambi posti sul bordo di un largo e profondo cre-

paccio a forma di C. Essi sono alti circa 20-30 metri al di sopra del piano superiore e si vedono anche da molto lontano: riportano col pensiero ad un altro roccione, ma non isolato, che spunta più a ovest al limite estremo del bordo superiore dell'abisso semicircolare. Osservandolo da un certo punto della pianura, cioè dal basso, lo si vede elevarsi sopra il piano superiore come un terzo picco: da qui nasce il nome di *Trèbina*, che significa 'treppiede'. Anche le due rocce isolate prendono ciascuna un nome diverso: *Trèbina Lada* e *Trèbina Longa*. La prima ('larga'), sulla cui cima si giunge con qualche difficoltà, mi è servita a suo tempo come postazione per il segnale trigonometrico di prima categoria: la cima raggiunge un'altezza di 828 metri. La roccia che la costituisce è una specie di basanite grigiastra (*d 16*), passante a dolerite e di struttura irregolarmente prismatica: forma alla base una specie di promontorio legato al tavolato superiore del monte, mentre per il resto della circonferenza è un roccione semicircolare e tagliato a picco. Nel punto dell'attaccatura al piano superiore della montagna ho raccolto della scoria di roccia basaltica bruno-giallastra (*d 17*): è leggera ed ha un aspetto molto fresco, così da denotare la presenza nei paraggi di un vero e proprio camino vulcanico. La *Trèbina Longa* ('lunga'), sulla quale non si può assolutamente salire, è composta di una roccia grigio-rossastra, finemente porosa e molto grossolana, anch'essa passante a dolerite (*d 18*). Quest'ultima formazione, isolata da tre parti fuorché verso est, è riunita nello stesso punto del precedente al pianoro superiore basaltico della cima del Monte Arci; il resto della circonferenza è alta a picco sul grande crepaccio. Questa profonda incisione semicircolare, tagliata verticalmente fino ad una considerevole profondità, è il punto più adatto per lo studio della struttura dell'intera montagna che non intendo descrivere minuziosamente, cosa che esigerebbe un lavoro particolare per il quale non sono in possesso del materiale necessario; perciò mi limiterò a segnalarla ai geologi che un giorno vorranno preparare una monografia delle due grandi montagne vulcaniche della Sardegna: il Monte Arci e il Monte Ferru. Dalla spaccatura cui si accennava parte un vallone profondamente incassato nella trachite antica soprattutto verso ovest; non solo i bordi superiori del crepaccio sono quasi per intero ricoperti di lava basaltica nera, in gran parte porosa e scorificata: ho trovato dei lembi di scorie nella loro posizione naturale all'interno del cerchio da cui si diparte il vallone.

Tutto sembra dirci che la voragine semi-circolare è il punto per il quale la lava basaltica più recente dovette espandersi come un mantello sul piano superiore della montagna, forse fino a coprire in più punti i fianchi trachitici. Le due colonne della *Trèbina Lada* e della *Trèbina Longa* sono probabilmente i resti o, per meglio dire, la testimonianza di una più grande estensione di questo cratere di cui le altre parti sarebbero sprofondate nell'abisso che si trova ai loro piedi e che una volta formava una cavità circolare di cui ora non resta che una piccola parte. Insomma, l'emiciclo attuale sarebbe ciò che resta dell'antica forma dell'apertura, mentre, come si diceva, le due cime rappresenterebbero la testimonianza della sua antica elevazione e della sua forma.

La maggior parte della lava basaltica nera sembra essere colata soprattutto verso la parte settentrionale del monte, dopo esserne uscita dal ventre. La si può seguire dalla cima fino al villaggio di Siapiccìa. L'immensa colata, posta su un piano inclinato, dalla superficie uniforme, è interrotta in un sol punto; con molta probabilità, però, le due parti, che oggi sono separate da una piccola valle trasversale (in cui passa la strada che va da *Villa Urbana* a Oristano), una volta erano unite, dato che seguono esattamente la linea della superficie e sono costituite dalla stessa varietà di lava nera che copre il terreno terziario subappenninico.

Quanto al punto di partenza della materia che ha formato la colata, non sono sicuro se fissarlo al *Monserrau*, di cui già ho fatto cenno nel capitolo precedente, quando si parlava di lava fonolitica e di ossidiana in colata, o nell'emiciclo attuale del Monte Arci, cioè nel punto più alto della montagna. Tutto ciò che posso dire al proposito è che la lava basaltica nera deve essere posteriore alla colata fonolitica ed a quella dell'ossidiana di Muros, che penso provenga dal Monserrau. Un'ulteriore porzione della colata fonolitica costituisce ancora oggi i pianori elevati dalla parte di *Pau de Bànnari* e di *Usellus*, che sono ricoperti di basalto nerastro, che io ritengo la lava più giovane di tutto il rilievo.

La pianura di Oristano. Oltre Uras, da dove siamo partiti per l'escursione sul Monte Arci, e fino ad Oristano la grande strada è stata tracciata in rettilineo per la lunghezza di 25 km su un terreno alluvionale, che si prolunga fin oltre Tramazza estendendosi per vasto tratto verso est lungo la base del Monte Arci e del Monte Ghìrghini. Nei pressi di Oristano, durante un momento della costruzione della strada reale cui ho assistito, furono trovati grossi massi di roccia basaltica nera al di sotto dello spesso strato di terreno vegetale e alluvionale che forma la pianura, una parte del quale proviene probabilmente dalle piene del Tirso, così come è accaduto nei dintorni di Oristano.

Avevo già citato in questo stesso capitolo le formazioni basaltiche della Frasca, di Capo San Marco e del Sinis; ora, tralasciando l'isolotto del Catalano, che non mi pare originato da una colata, se noi riuniamo mentalmente tutti gli altopiani basaltici e di quest'area circolare di cui gli attuali *stagni di Sassu* e *di Santa Giusta* rappresentano approssimativamente il centro, otteniamo una circonferenza quasi completa, costituita interamente da altopiani della stessa specie e che si trovano nelle stesse condizioni topografiche e mineralogiche. Innanzitutto quello di Capo Frasca, unito ai resti delle colate già segnalate vicino a Uras, che non sono molto lontane dalle altre formazioni che si trovano sul versante occidentale del Monte Arci e che proseguono verso nord fino a Siapiccìa; segue poi la grande piana alluvionale che ricopre i blocchi di basalto; ecco però che questa roccia riappare sotto forma di colata sulle colline del Sinis e sul promontorio di San Marco che conclude il cerchio e che si trova di fronte all'altopiano della Frasca dal quale eravamo partiti.

Quando si osservano nella mia carta tutti i resti della colata e li si identifica nella stessa forma del Golfo di Oristano, come uno di quei contorni circolari che mostrano sovente gli antichi circhi vulcanici spesso invasi dal mare, si potrebbe pensare che lo spazio attualmente occupato dal centro del golfo ed anche dai due stagni vicini fosse un tempo il centro di una grande massa vulcanica poi rientrata nel ventre della terra e della quale i pianori della Frasca e di Capo San Marco non sarebbero che due deboli testimonianze.

È chiaro che, se si eccettuano i resti di colate basaltiche che ricoprono qua e là i fianchi trachitici del Monte Arci verso levante (e che io credo il punto di partenza del grande crepaccio che si trova sotto la *Trèbina*), non abbiamo alcun dato che ci aiuti nella ricerca degli antichi orifizi dai quali sarebbero uscite le lave basaltiche che costituiscono tutti gli altri altopiani ad ovest. Rimarchiamo ancora che i pianori della Frasca, quelli dei dintorni di Uras ed infine quelli del Sinis e di San Marco si trovano quasi allo stesso livello, hanno mediamente lo stesso spessore, sono costituiti dalla stessa materia e sono tutti sovrapposti alla marna terziaria. Sottopongo tutte queste considerazioni a chi voglia lanciarsi nel campo delle ipotesi e delle teorie, che non ho intenzione di affrontare in quest'opera.

Il Monte Ferru. Se l'esistenza di una immensa massa basaltica di cui l'odierno Golfo di Oristano sarebbe il centro fa parte del campo delle ipotesi, quella di un'altra formazione vulcanica di non meno di 50 miglia geografiche di circonferenza alla base e di più di mille metri d'altezza è un fatto certo. Questa formazione prende il nome di Monte Ferru: ci ricorda il Monte Albano di Roma, sebbene ne sia diversa la roccia. Per esaminarlo partiremo da Oristano e percorrendo la strada reale attraverseremo la grande pianura alluvionale del *Campidano di Simaxis* per entrare poi nella vallata che conduce a *Paulilàtino*.

Le colline di *Bauladu* ('guado largo'), che si osservano sulla destra della strada, sono costituite da una roccia basaltica nera simile a quella di cui abbiamo parlato fino ad ora: vi ho osservato delle asperità coniche dalle punte arrotondate che la pre-

senza di scorie leggere e ricche di bolle potrebbe far somigliare a punti per i quali sia uscito il basalto che forma i vicini altopiani: hanno l'aspetto di coni parassiti.

Lungo la strada reale, sulla destra, i villaggi di *Sèneghe* e *Narbolìa*, che si trovano alla base meridionale della grande montagna, sono interamente edificati sulla lava basaltica che nella pianura giunge fino a *Milis*, famosa per i suoi agrumeti. Generalmente si tratta di basalto a cellule molto ricco di scorie, di colore grigio scuro tendente al nero. In qualche punto le scorie sono rossastre, più leggere e più abbondanti, sia a Narbolìa che a Sèneghe, dove sono disposte in piccole alture arrotondate e doppie. Questa conformazione e la leggerezza delle scorie sono caratteristiche delle bocche eruttive più antiche, così da farmi pensare che la collina di Sèneghe e quella di Narbolìa sono sorte nei punti di provenienza delle colate, che non partivano dalla cima della grande montagna ma dai fianchi e dalla base. Queste forme si ripetono anche in altri punti attorno alla stessa montagna: le considero come il prodotto di vecchie bocche parassite analoghe a quelle che ho visto a Nicolosi ed in altri punti alle falde dell'Etna.

La valle che ci porta a Paulilàtino mentre continuiamo a seguire la strada reale verso Sassari è costituita da un crepaccio praticato nella roccia basaltica proveniente dalla vetta del Monte Ferru e dai suoi fianchi occidentali. Quando si entra nella valle si vede di nuovo, come prima, il basalto sovrapposto alla roccia calcarea terziaria; a partire però dalla *cantoniera di Scovera* si trovano solamente strati di basalto sovrapposti gli uni sugli altri. Generalmente gli strati inferiori sono costituiti da un basalto molto peridotico, grigio scuro, ora compatto, ora ricco di bolle; quelli superiori sono molto più scuri ed anche più ricchi di bolle e di scorie.

Paulilàtino si trova su una colata di lava basaltica ricca di scorie molto fini, rossastra, contenente tacche bianche dovute probabilmente alla presenza di cristalli di feldspato (*d 19*): qui la roccia diviene nera, ma mantenendo le tacche bianche ed una molto fine porosità. Questa roccia mostra le caratteristiche di certe leucostine, ma la maggior parte del terreno del paese e del suo territorio si compone di vero e proprio basalto peridotico nerastro (*d 20*) nel quale si possono vedere, come a Capo Frasca ed in altri luoghi, frammenti di quarzo bianco vetrificato impastati nella roccia che furono, a quanto sembra, sottratti ai terreni più antichi che si trovano al di sotto.

Presso l'allevamento di cavalli detto *Tanca Regia* il terreno è formato in genere da basalto peridotico cinerino chiaro, che si distingue dal precedente per il colore e anche per la struttura e le forme che l'erosione gli fa assumere: sembrano rose affiancate le une alle altre, divise in foglie concentriche poste intorno ad un nucleo sferico, di materiale più resistente. Il basalto continua fino alla *chiesetta di San Giuseppe*, posta su una collinetta dominante il villaggio di Santu Lussurgiu che si trova in un profondo crepaccio ricavato in una roccia cinerina. Tra le varietà di lava presenti a San Giuseppe se ne trova una disseminata da macchie rossastre a forma di stella (*d 21*), simile a quella di cui si è parlato a proposito della Giara di Serri. Ma non appena si lascia la chiesa per andare verso il villaggio, si osserva la lava stellata poggiare sul feldspato grigio chiaro, che contiene innumerevoli cristalli bianchi, di mica nera e di anfibolo (*d 22*), così da sembrare una varietà di trachite anfibolica piuttosto che vero e proprio basalto. L'ho inserita in questo capitolo destinato ai basalti perché dalla parte opposta delle montagna ho trovato un'altra roccia simile che, per le caratteristiche e per la posizione al di sotto del terreno subappenninico, non mi sento di collocare in un'epoca diversa da quella dell'apparizione dei basalti.

I limiti che mi sono imposto in questo volume, che deve essere più una guida al geologo viaggiatore che un trattato di geologia, non mi permettono di approfondire dettagli e particolarità del Monte Ferru, come è stato fatto per l'Etna ed il Vesuvio. Condurrò perciò il lettore direttamente da Santu Lussurgiu a *Cùglieri*, che si trova sul versante occidentale: mi limito ad indicargli ciò che potrà osservare percorrendo la distanza di dieci chilometri che separa i due abitati, attraverso una strada petrosa e difficile che attraversa i due forti pendii del Monte Ferru e passa a lato dei profondi burroni che mettono a nudo le interiora di questo gigante vulcanico sardo.

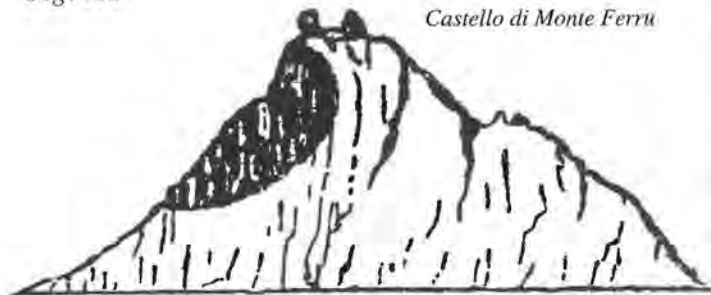
All'uscita di Santu Lussurgiu, presso la fontana molto frequentata che si trova ad ovest del villaggio, ci si imbatte nei castagneti ed immediatamente si inizia a risalire la montagna su un suolo molto scosceso costituito da roccia grigio-biancastra, continuazione di quella esistente sotto la chiesa di San Giuseppe al centro del paese: essa sembra ricoprire la vera massa della montagna e non sembra affatto essere a sua volta ricoperta in molti punti dalla lava peridotica nera tale e quale quella segnalata nelle località descritte qui sopra.

Nel XII capitolo, riservato alle trachiti antiche, ho già avuto occasione di ricordare l'esistenza di una roccia tenera bianca, passante alla domite (*b 51*), che costituisce il nucleo del Monte Ferru: io vi ho riscontrato venature di diaspro e di cornalina, in seguito attraversate, assieme al terreno che le contiene, da filoni di basalto. Si marcia su una roccia di questo genere quando la strada si incassa tra i pendii della montagna; ma quando si è vicini alla vetta, ci accorgiamo di camminare su una lava grigia: infatti sulla cima del monte esistono i resti di colate di una lava porosa nerastra, simile a quella della maggior parte degli altopiani basaltici già descritti. Proprio su questa formazione rocciosa ho costruito a suo tempo il mio segnale trigonometrico, nel punto più alto del Monte Ferru, in località *Monte Urticu*. Nelle giornate favorevoli da questo punto si riesce a vedere la città di Cagliari verso S-E e l'isola dell'Asinara a nord (presso la cima mi è capitato di raccogliere da terra un frammento molto grande di ossidiana, di cui non so spiegare la provenienza).

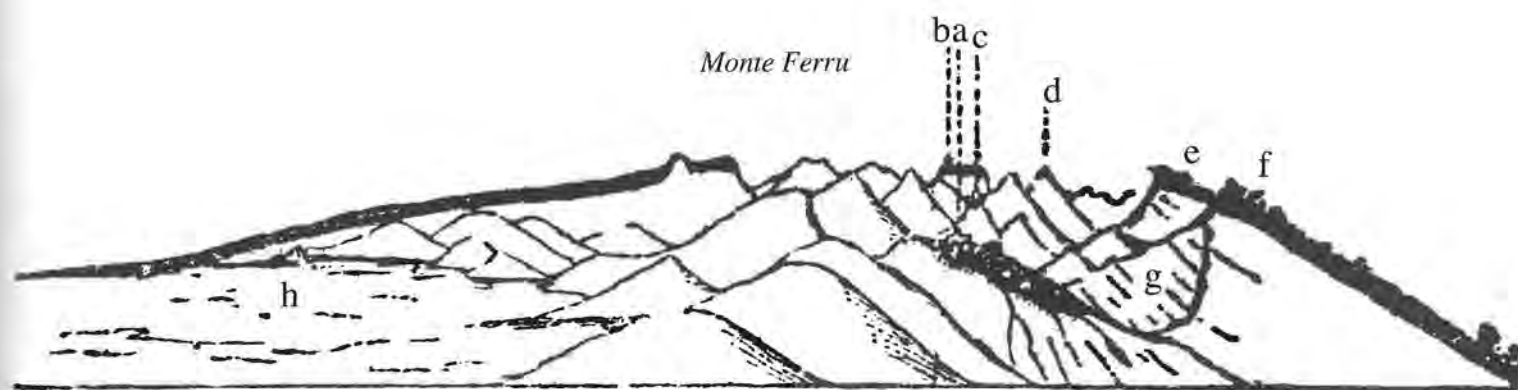
Questa descrizione ci porta alla scoperta che le rocce appena descritte, relative alla zona di Santu Lussurgiu, sono equivalenti a quelle della struttura del Monte Arci, dove avevamo osservato un nucleo di feldspato ricoperto inizialmente da lava basaltica e peridotica grigia, in seguito sormontato in numerosi punti da lava basaltica nera. Sul Monte Ferru, invece, il nucleo è costituito da roccia feldspatica biancastra, che verso ovest è intimamente connessa al tufo trachitico e muta in domite. Sul nucleo iniziale sono colati prima la lava feldspatica e peridotica grigio-chiara, poi il vero e proprio basalto nero, che appare sotto forma di lembi più o meno estesi e continui.

Il segnale di Monte Urticu si trova ad un'altezza di 1059 m. Nei pressi, in direzione ovest, si eleva una cima conica slanciata posta ai bordi di un precipizio, che viene chiamata *Monte Entu*: si compone di roccia basaltica grigia molto chiara, peridotica, divisa in prismi irregolari e si eleva a 1015 m sul livello del mare. Un po' più lontano, in direzione S-E, si trova una terza cima, *Monte Pertusu*, alta solamente 992 m: è formata da roccia basaltica e peridotica nerastra, riccamente scorificata alla base, e poggia sulla stessa lava grigia osservata a Monte Entu. A nord di Monte Ferru, a destra della strada che porta da Santu Lussurgiu a Cùglieri, si osserva anche un altopiano orizzontale di basalto nero sovrapposto a lava grigia.

Nel discendere la montagna lungo la strada, anzi il sentiero molto frequentato che porta a Cùglieri, si attraversa una bella foresta di elci su un suolo di lava grigia alterata, che continua fino alla fine della discesa: nella zona si trova un monte conico con in cima le rovine di un castello medioevale, chiamato *castello di Monte Ferru* e costruito usando lo stesso basalto grigio di Monte Entu, che mostra una grossolana suddivisione prismatica. Ecco una vista del rilievo.

Fig. 112

Oltre la base orientale del castello e fino a Cùglieri, distante 20 minuti di strada, si trova terreno di tufo trachitico tendente alla domite, attraversato da numerose venature di diaspro e di cornalina, rivolte in ogni direzione. Nelle vicinanze dell'abitato, però, riappare la lava grigiastra, sovrapposta al tufo, mentre la parte più elevata del paese è edificata su una distesa di basalto nerastro, leggermente inclinata, colata sul basalto grigio.

Ecco qui sotto uno schizzo del Monte Ferru, ripreso giungendo dalla parte di Bosa, andando verso il villaggio di *Sennariolo*. Ho cercato di rappresentarvi l'andamento generale del monte visto da questa parte ed i particolari più interessanti della zona (qui sotto).

Fig. 113

a, Cùglieri, edificato su una colata di lava nera; *b*, segnale trigonometrico di *Monte Urticu*; *c*, castello di *Monte Ferru*; *d*, *Monte Entu*; *e*, *Monte Tuvanari*; *f*, *Monte Su Elzu*; *g*, terreno terziario; *h*, abitato di Scano Montiferru.

Il grosso centro di Cùglieri, con la sua chiesa e il seminario che dominano tutto l'abitato, è costruito sulla lava basaltica nerastra, come dicevamo. La relativa colata, leggermente inclinata, risulta completamente isolata, perché attualmente non è unita ad alcun residuo di materiale simile esistente originariamente sul versante settentrionale della grande montagna: la sua presenza qui dimostra che l'emissione di materiale è avvenuta quando l'interno del Monte Ferru era già stato fortemente spostato e fratturato in modo da originare la profonda valle nel cui seno si è sparsa la lava nera, sulla quale si trova ora il paese.

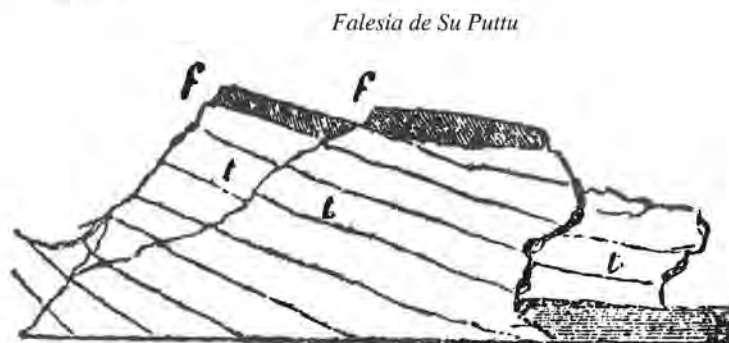
Uscendo da Cùglieri per andare a Santa Caterina di Pittinuri attraverso la nuova strada carrozzabile, lasciate le ultime case del paese si giunge al primo ponte sul fiumiciattolo proveniente dalla grande vallata; qui si perde di vista il terreno basaltico grigio e si vedono apparire dei lembi di tufo pomiceo e di calcare subappenninico fortemente inclinati. Le due rocce poggiano su tufo trachitico antico attraversato da venature di diaspro e di cornalina, come è già stato detto più volte, che costituisce il vero e proprio nucleo della montagna. Sul terreno terziario *g* si trova una massa di lava basaltica grigia ricoperta, soprattutto verso ovest, da lava nera; questi resti di colate sono molto rialzati e inclinati: i loro punti più alti formano le cime di *Su Elzu* e *Tuvanari*.

Dopo il primo ponte si procede su una strada scavata nella lava grigia ai piedi del Monte Su Elzu *f*: la lava è molto inclinata verso ovest e dirupata verso est. Sono convinto che la roccia basaltica che ricopre il monte dalla cima fin quasi alle pendici, rivolta al mare, non si trovi nella sua posizione originale, ma che sia stata sollevata e inclinata in questo modo dopo il suo espandersi a causa di una forza partita dal centro della grande montagna. La lava grigia è analoga a quella segnalata alla base del versante orientale, dalla parte della stazione di monta reale detta Tanca Regia e tra questa ed il villaggio di Santu Lussurgiu. Proseguendo il cammino verso Pittinuri, si procede in presenza di questa roccia fino al primo tornante, dove riappare la lava nera, forse proveniente dal Monte Tuvanari, che si estende in formazione quasi orizzontale fin verso il mare dando luogo ad una sorta di pianura.

La chiesa di Santa Caterina di Pittinuri poggia su calcare terziario contenente fossili subappenninici. Se però da questo punto ci si addentra nei profondi valloni che si irradiano dal centro della montagna verso la costa, si può osservare che la lava nera è sovrapposta a quella grigia e, a sua volta, questa al terreno terziario o, dove questo manca, direttamente al tufo trachitico.

Di fronte alla chiesa verso est, cioè sulla costa, si osservano i resti di una colata di lava feldspatica grigio-chiara, con feldspato bianco e pagliuzze di mica nera (*d 24*): è perfettamente uguale a quella segnalata a occidente della chiesa di San Giuseppe a Santu Lussurgiu (*D 22*). La perfetta analogia delle due rocce, che giacciono così come sono colate sui due versanti opposti della stessa montagna, è un fatto da tenere in grande considerazione. La lava feldspatica della costa presso *Su Puttu* a Pittinuri è chiaramente sovrapposta al terreno feldspatico subappenninico con i relativi fossili. Ecco la sezione della costa.

Fig. 114

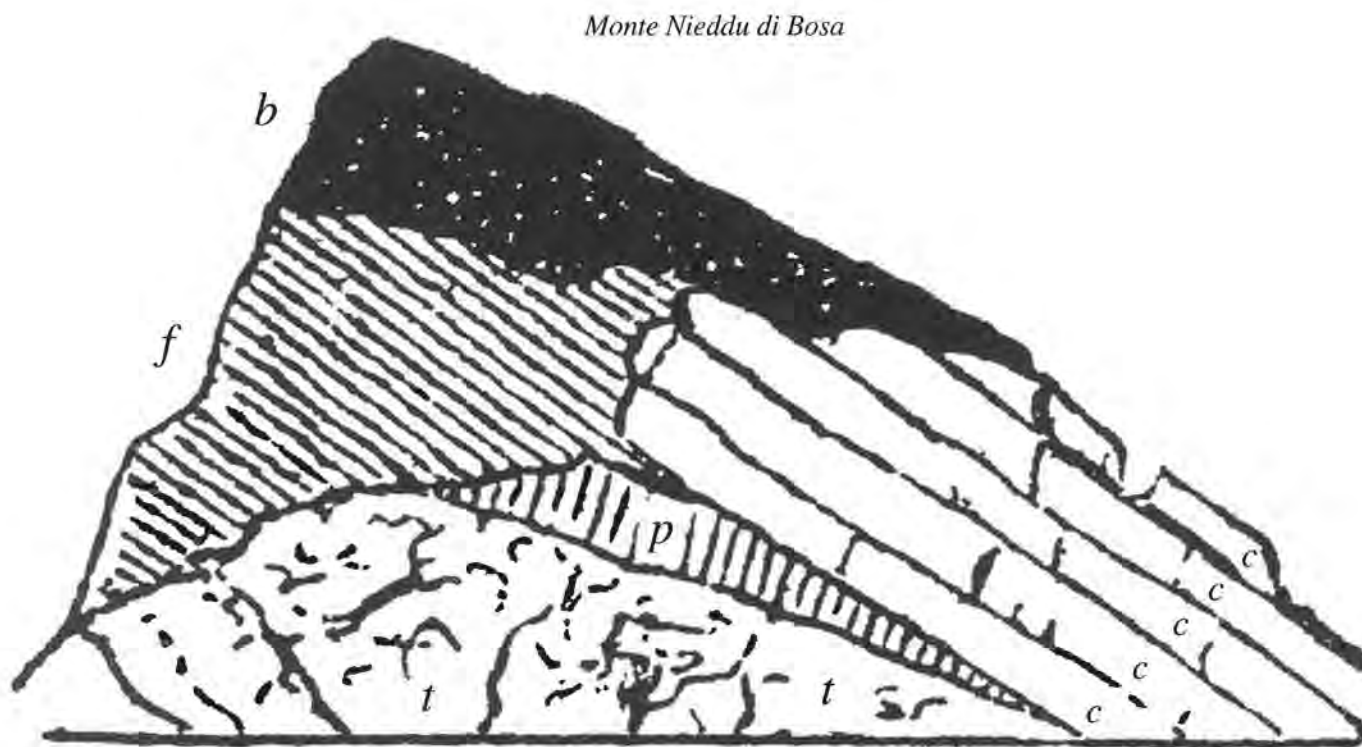
Falesia de Su Puttu

t, terreno terziario; *f*, lava feldspatica grigia.

La sezione mostra chiaramente che la lava grigia feldspatica di Pittinuri (*d 24*) è più giovane del sottostante terreno subappenninico: per questo non la si può inserire tra le trachiti antiche, anteriori ai terreni terziari, medi e superiori. Da ciò la convinzione che le prime emissioni di lava del Monte Ferru fossero proprio di questa natura, vale a dire feldspatiche e di colore grigio chiaro; in seguito si verificarono colate di basalto grigio a nucleoli, ricoperto in seguito dalla lava basaltica scura.

Da Santa Caterina si possono raggiungere gli antichi scavi di minerali di ferro oligisto conosciuti con il nome di *miniera di ferro di Sèneghe*, di cui ho già parlato nel capitolo XII. Da qui fino ai dintorni di Narbolìa sui fianchi della montagna la roccia terziaria e anche la trachite antica affiorano al di sotto della colata di lava nera e porosa che costituisce la parte mediana e superiore del Monte Ferru verso sud.

Ci resta ancora da segnalare la base dello stesso monte oltre Santa Caterina fino al fianco settentrionale. In direzione della costa, a nord di Pittinuri, si trovano due chiesette dedicate rispettivamente a *San Marco* e a *Santa Vittoria*: sono edificate su una colata di lava basaltica nera nella quale si sono formati dei crepacci molto profondi che permettono di verificare l'intera struttura delle rocce. La stessa lava giunge fino alla riva del mare, dove dà luogo ad una falesia dirupata dalla torre di Pitinuri fin oltre la *Perda Niedda*; qui fa posto alla trachite antica. La lunga falesia basaltica, che poggia ora su terreno terziario ora su trachite antica, è lunga almeno 13 miglia e in molti punti presenta scarpate completamente verticali molto elevate che rendono questa parte della costa occidentale pericolosa per i naviganti.

Sotto il versante settentrionale del Monte Ferru la lava basaltica nera continua pressoché ininterrottamente dal villaggio di *Sàgama* a quello di *Suni*: lì vicino, sulla strada per Bosa, sulla destra, si trova un rilievo molto ripido nei pressi della valle del fiume, chiamato *Monte Nieddu*. Non ho più visitato questa località da parecchi anni, cioè da quando non avevamo ancora le idee chiare sulle diverse rocce vulcaniche, ma mi sembra giusto riprodurre fedelmente la sezione che allora avevo disegnato, dato che non sono in grado di sostituirla con una più esatta.

Fig. 115

t, tufi trachitici antichi con venature di diaspro e di calcedonio; *p*, tufo pomiceo; *c*, terreno terziario superiore; *f*, roccia feldspatica nera; *b*, roccia basaltica nera a bolle, contenente feldspato bianco.

Nelle rocce di questo monte contrassegnate con le lettere *t*, *p*, *c*, non si nota nulla che contrasti con ciò che abbiamo osservato fino ad ora, tranne il tufo pomiceo che si trova in stratificazione concordante col terreno subappenninico: ciò non avviene in altre località dove le due formazioni si trovano in contatto. Sono anche indeciso se inserire la roccia *f* tra le trachiti antiche o fra quelle feldspatiche posteriori ai terreni subappenninici come quella della costa di Pittinuri. Come risulta dagli appunti del 1827, questa roccia giungerebbe fino al livello del fiume di Bosa dove mostrerebe una suddivisione in prismi. Sono invece sicuro che la lava *b*, certamente basaltica nonostante i cristalli di feldspato bianco, è in qualche punto ricca di bolle tappezzate di calcite bianca e di aragonite. In cima al monte la lava sembra fondersi con quella di un'altra colata di basalto, forse proveniente dai dintorni di Scano.

L'intera pianura di *Suni* è ricoperta da un basalto nero che sembra provenire da un dosso a nord di Santu Lussurgiu sul quale si trova la chiesa di Sant'Antonio. Potrebbe trattarsi di un cono secondario come quelli che si trovano sul versante orientale e su quello meridionale della montagna. La lava nera uscita dal suo fianco sembra aver dato luogo agli altopiani basaltici di *Sindìa* e di Sàgama. Nel tragitto da Sant'Antonio alla *chiesa di San Leonardo* presso Santu Lussurgiu si trovano terreni analoghi, già notati alla Tanca Regia e a Santu Lussur-

giu stesso, che completano così la cintura del Monte Ferru.

Procedendo da Sant'Antonio verso *Macomèr*, si trova la trachite antica insieme al basalto, che è però più esteso, dato che copre tutto il territorio su cui è edificato il villaggio di Macomèr e forma una grandissima falda leggermente inclinata, limite meridionale della catena del Màrghine fino a Silanus. Da lì continua nei territori di *Dualchi* e di *Sèdilo*, procede lungo la riva destra del Tirso fino a *Villanova Truschedu* e si unisce a quella di Paulilàtino e Bauladu, di cui abbiamo già parlato.

Di tanto in tanto la trachite antica compare nei crepacci della regione di *Parte Canales* e lungo il corso del Tirso, da Sèdilo in poi: ma mentre domina lungo la riva sinistra del fiume, in quella destra ha un ruolo secondario, perché è subordinata alla lava basaltica che la soffoca, diciamo, sotto la sua coltre nera o grigiastra che in qualche punto non è molto spessa, ma in compenso molto sviluppata in superficie.

Monte Ferru è un vulcano? La grande montagna, di cui abbiamo mostrato uno schizzo molto superficiale tracciato durante l'attraversamento delle sue pendici da est verso ovest, offre lo spunto alla discussione su numerosi e importanti argomenti mineralogici che esulano dal mio compito di semplice viaggiatore; ciò nonostante abbandoniamo per un po' la piccozza e il bastone e cerchiamo di sapere se il Monte Ferru debba essere ritenuto un vulcano vero e proprio o se sia soltanto una semplice colata basaltica come quelle che in Sardegna hanno un'origine misteriosa. Non posso fare altro che esporre con franchezza i principali ragionamenti opposti espressi nell'escursione geologica del 1847 fatta in compagnia del capitano De Vecchi, in cui il mio compagno di viaggio divenne per l'occasione anche mio interlocutore (il dialogo ebbe luogo durante il viaggio da *Orosei* a *Dorgali*, dopo la visita al *Murtale*, di cui parlerò più in là). Esponendo qui le principali argomentazioni di De Vecchi intendo rendergli testimonianza della mia sincera amicizia e della stima che ho del suo talento e delle sue conoscenze. Per quanto mi riguarda, mi limito ad apporre le osservazioni fatte da me sul Monte Ferru che egli non ha potuto visitare per l'improvvisa partenza del 1848.

Obiezioni contro l'origine vulcanica dei basalti. «I ragionamenti su cui fondo la mia opinione», diceva, «per cui sono contrario all'idea che i basalti sardi abbiano un'origine vulcanica, sono le seguenti:

1, l'assoluta mancanza di crateri di forma definita;

2, l'assenza di tufo e di conglomerati, che accompagnano sempre le eruzioni vulcaniche;

3, la forma, che non è mai quella della lava corrente proveniente da un cono vulcanico, cioè una colata lunga e stretta: i basalti sardi si sono quasi tutti effusi su grandi estensioni e in tutti i sensi;

4, il fatto che si siano diffusi su ogni sorta di terreno, cosa che non càpita con i veri vulcani: ognuno di essi estende la sua influenza su un certo spazio circostante e lo copre con i suoi materiali limitando la sua influenza a questo spazio. Il Vesuvio e l'Etna, per esempio, emettono correnti laviche solo entro certi limiti assai ristretti tracciati da loro stessi; invece i basalti sardi non ricoprono mai un terreno a loro simile: escono dai graniti, dal terreno cretaceo e da quello terziario e su di essi si effondono;

5, il fatto che i vulcani propriamente detti svolgono la loro azione periodicamente, non in eruzione continua. Le eruzioni sono alternate a periodi di calma che però non sono eterni: si interrompono a causa di quello stato di parossismo che li aveva preceduti. Caratteristica peculiare del vulcano è di ripetere varie volte le sue attività, quasi sempre in modo analogo; al contrario i basalti sardi furono limitati nel tempo: il suolo si aprì per far uscire una corrente basaltica, poi tutto cessò».

Il De Vecchi concludeva affermando che non può dirsi vulcanica l'azione che produsse i basalti della Sardegna e, per non lasciar usare un linguaggio improprio, insiste perché queste rocce non siano chiamate con quel nome, ma semplicemente *formazioni basaltiche*, termine già usato scientificamente per indicare le rocce di questo genere esistenti in Sardegna.

Risposta. Non contesto affatto il valore di queste argomentazioni, basate su una perfetta conoscenza dei vulcani moderni; ma mi chiedo che nome possiamo mai dare ad una montagna alta più di 1000 metri e di 60 miglia di circonferenza, dalle forme arrotondate, rivestita da cima a fondo e oltre da rocce chiaramente eruttive diverse tra loro per struttura e colorazione che colarono le une sulle altre in epoche diverse da ogni parte della montagna? Il Monte Ferru, come appare dalla descrizione che ne ho fatto, presenta un nucleo trachitico anteriore al terreno terziario subappenninico su cui è colata una lava feldspatica grigio-biancastra (Pittinuri, verso il mare) che ho ritrovato anche sotto la chiesetta di San Giuseppe di Santu Lussurgiu e nel suolo dello stesso villaggio. Questa roccia è ricoperta da lava peridotica grigia, più scura, che si sfalda in biglie o in rose (Tanca Regia); infine, dalla cima ed anche dai fianchi della montagna si è espansa una sostanza peridotica nera e spesso ricca di bolle, con tutte le caratteristiche della roccia che nell'isola costituisce gli altopiani basaltici veri e propri.

Non ho mai avuto l'idea di dare il nome di vulcani a questi altopiani, ma non posso non ritenere il Monte Ferru una montagna vulcanica *sui generis*, che ha prodotto nel suo ultimo parossismo una gran quantità di lava basaltica nello stesso periodo in cui la stessa sostanza veniva fuori dal suolo sardo in altri modi. Per me si tratta di un vulcano, ma antico, dal cui seno l'emissione di materia fusa non si è rinnovata dopo il periodo basaltico, oggetto del presente capitolo. Questa emissione fu seguita da un grande sconvolgimento che ha lasciato in Sardegna tracce inconfutabili. Furono allora spezzate le grandi formazioni basaltiche, che si ridussero a spezzoni isolati; in seguito si formarono grandi crepacci nella lava nera, che è la più recente; infine, scomparvero molte tracce dei camini vulcanici di cui però un occhio esercitato riconosce le tracce ancora esistenti.

Fu proprio dopo quest'ultimo cataclisma che nacque l'era dei vulcani moderni, dei quali non contesto affatto le vere caratteristiche. A mio avviso il Monte Ferru è, per quanto riguarda l'ordine inorganico, nei confronti dei moderni vulcani, quello che nell'ordine organico è rappresentato da una specie ancora vivente dello stesso genere: per esempio l'orso delle caverne (*spelaeus*), ormai estinto, che però ha lo stesso nome generico dell'orso bruno tuttora vivente. Allora, perché non possiamo chiamare il Monte Ferru *un vulcano antico dell'era basaltica* ammettendo anche l'appellativo di *formazione basaltica* applicata a tutte le rocce comprese nel presente capitolo?

Da Macomèr a San Simeone. Il villaggio di Macomèr è edificato su una roccia passante a dolerite grigio-scura che spesso contiene frammenti di quarzo (*d 26*): questi a volte raggiungono le dimensioni di un pugno ed anche della testa di un neonato e sono di colore bianco e di aspetto vetroso: ciò dimostra che sono stati strappati al suolo sottostante quando la lava vi è passata sopra, dato che questo era probabilmente composto da rocce siluriche e granitiche ricche di filoni di quarzo. Al di sotto delle case e sulla nuova strada trasversale che va da Macomèr a *Bortigali* ho trovato, all'altezza della prima curva prima di entrare in quest'ultimo villaggio, una roccia basaltica grigio-scura cosparsa di puntini violacei (*d 27*). È identica a quella rilevata presso la chiesetta di San Giuseppe di Santu Lussurgiu. Si può quindi concludere che proprio da quest'ultimo punto è venuta alla luce la grande formazione di lava, estesasi poi su un piano leggermente inclinato verso il Tirso e poggiante sulla base meridionale della catena del Màrghine. Ho già affermato in precedenza che il tracciato della nuova strada che costeggia le pendici del Màrghine stesso è stato realizzato sul limite del basalto e della trachite, lungo una linea pressoché orizzontale; si potrebbe pensare che il materiale costituente questa grande formazione basaltica appartenga ad un'unica colata che ha livellato su un piano uniforme tutto l'immenso suolo che costituisce l'odierna piana di Sèdilo e delle località circostanti. Come spiegare, però, come una così grande quan-

tità della stessa materia sparsa così uniformemente sia potuta uscire da parecchi crepacci simili, fra l'altro sconosciuti, mentre esiste un grande vuoto nel punto dove ora si trova Santu Lussurgiu? Qui ci è sembrato di riconoscere le tracce di un vasto cratere ed abbiamo trovato gli stessi materiali della pianura di Sèdilo.

La lava basaltica che avevamo abbandonato a Sindìa si estende verso nord e nord-est in modo da chiudere il territorio di Macomèr da due lati, costituisce l'altopiano di *Campeda* e si ricongiunge al *Monte Saucca*. Sembra proprio che la formazione basaltica sia fuoruscita da quest'ultimo punto elevato e che termini bruscamente a *San Simeone*, nei pressi di Bonorva, mentre continua ancora, verso est, fino ai piedi delle montagne del Goceano occidentale. È la porzione dell'altopiano che si vede nella *Tavola VI, figura 1*, contrassegnata dalle lettere *L L* (forma il primo piano della veduta, ripresa dal *Monte Rasu*). L'altopiano poggia prevalentemente su terreni siluriani modificati e su trachite antica.

Da Planu 'e Murtas a Giave. Dalla parte opposta di Bonorva, cioè a ovest del *Campu Giavesu*, la colata basaltica, una volta molto estesa, è ridotta a piccoli altopiani costituiti da lava peridotica uguale a quella vista a est della piana: questa forma il *Planu 'e Murtas*, intimamente legato alla pianura basaltica di Sindia. Inserisco il Planu 'e Murtas tra i basalti anche se vi si trovano varie cime arrotondate e poste in gruppo riferibili ad un'epoca più recente.

L'altopiano basaltico del Planu 'e Murtas è pure unito ad un lembo di roccia simile che ricopre parte del suolo di *Padria*, villaggio che si trova ai piedi di tre piccole cime dette *Tres Montes*, costituite da roccia basaltica come l'*altopiano di San Pietro*. Questa roccia, che è nera e ricca di cavità, presenta le stesse caratteristiche del Monte San Simeone di Bonorva. Dall'altopiano di Padria si può procedere quasi in pianura verso *Pozzomaggiore*, dove si trovano tracce più recenti della lava basaltica, che comunque è sempre presente, soprattutto nei dintorni di *Cossoine*, dove sembra il proseguimento dell'altopiano di San Simeone di Bonorva, da cui è comunque separata dalla profonda valle di *Semèstene*.

Il villaggio di *Giave* è costruito su una collina isolata composta da terreni terziari marnosi, che poggiano sulla trachite antica e a loro volta sono ricoperti dalla stessa formazione basaltica che corona gli altopiani circostanti. La lava basaltica costituisce la cima del monte, che risulta leggermente convessa con tracce di una emissione di lava più recente. Questo altopiano, chiamato *Prato di Giave*, è formato da basalto nerastro ed è ricco di cavità come quello di San Simeone di Bonorva. Roccia dello stesso tipo è posta a corona di qualche monte isolato che sorge attorno al Prato e che ha subìto una forte erosione. Il basalto mostra una struttura grossolanamente prismatica che si può osservare facilmente percorrendo la grande strada. Nella *Tavola VI, figura 1*, queste formazioni sono indicate con il nome generico di *Monte di Giave*.

Monte Pèlao e Monte Santo. Quasi in faccia a questa collina, leggermente verso N-O, esiste un altro altopiano basaltico sopra il villaggio di *Cherèmule*: si tratta di una formazione stretta e allungata in senso nord-sud, probabile residuo di una colata ben più estesa. È composta da roccia nerastra, peridotica e leggermente bollosa. Nella sua parte orientale è sorto il magnifico cratere detto *Monte Cucureddu* che ha emesso una lava peridotica più recente, della quale si parlerà nel capitolo che segue.

Più a nord dell'altopiano basaltico di Cherèmule si eleva il *Monte Pèlao*, massa isolata formata anch'essa da terreno terziario marnoso, ricoperto da uno strato basaltico. A prima vista non sapremmo distinguere questa formazione da quella che corona le alture di Giave e di Cherèmule; ma dal centro del Monte Pèlao si eleva una protuberanza arrotondata, chiamata *Monte Mannu*, che è il resto di un cratere estinto: da qui probabilmente si riversò sul Monte Pelao una colata di lava più recente che sommerse in qualche punto la formazione basaltica più antica.

Di fronte al Pèlao, in direzione di *Torralba*, al di là della strada reale, esiste un monticello isolato con base calcarea, ricoperto di lava basaltica e chiamato *Monte Arana*. Il basalto è del tutto simile a quello, tagliato a picco, del bordo orientale del Monte Pèlao, ma qui assume strutture prismatiche più pronunciate e più regolari: l'altezza è di 520 metri, mentre il bordo della formazione basaltica del Monte Pèlao, misurata al di sopra di Bonnànaro, è di 715 metri, con un dislivello di 195 metri, di cui parleremo tra poco.

Quasi a compensare questo dislivello, una porzione della stessa colata raggiunge un'altezza di 753 metri sulla cima del *Monte Santo*, a forma di tronco di cono, che si trova a destra della strada reale in direzione di Sassari. Convinto come sono che la formazione basaltica dei monti Pèlao, Arana e Monte Santo formasse una volta un'unica colata distesa orizzontalmente sul terreno terziario, penso che questi monti siano stati separati da una forza potente che ha portato a varie altezze le loro sommità, senza che questo fatto modifichi la mia idea sulla loro comune origine. Il basalto del Monte Santo è molto scuro e simile a quelli del Monte Pèlao e di Macomèr, ai quali assomiglia anche per la presenza di frammenti di quarzo vitreo bianco al suo interno. Lo spessore della colata è di circa 10 metri. Sulla cima del monte è stata costruita per opera dei frati benedettini una *chiesetta* dedicata a *Sant'Elia*: l'altopiano basaltico, lungo circa 300 metri, ha una larghezza di non più di 20-30 metri.

Da Mezzo Mondo a Su Coloru. In direzione di *Codrungianus*, all'altezza della cantoniera, alla falda occidentale della montagna, si trova sulla destra una chiesa di piccole dimensioni ma antichissima che porta il nome di *Mezzo Mondo*: si trova in una specie di piana o vallata dominata a nord da un altopiano ricoperto da lava basaltica e separato attraverso una considerevole depressione da un altro altopiano consimile da cui proviene una cascata di lava basaltica nera, interrotta dalla presenza della strada reale, che in questo punto forma un curvone presso la *cantoniera di Figurùia*.

Questi resti d'una vecchia falda basaltica probabilmente un tempo senza interruzione si uniscono ai resti di un rilievo notevole chiamato nel suo insieme *Sa Pupulema*. Vi si notano le tracce di un rigonfiamento del terreno, come una vescica, creatosi nella roccia terziaria coperta da uno strato di basalto. Verso est la forma di vescica è ancora riconoscibile dalla cima del rilievo fino alla base pianeggiante. Verso ovest, invece, si può osservare un'incisione fiancheggiata da due cime che da un lato scendono dolcemente verso la pianura e dall'altra fanno da corona a due scarpate simmetriche che si fronteggiano, come si può osservare nella seguente figura *a* e nella sezione *b*.

Fig. 116

t, terreno terziario sollevato; *b*, basalto nero poroso.

Da *Campo Làzzaro*, dove sorge Sa Pupulema, fino al villaggio di Codrungianus, tutto il terreno percorso dalla strada reale è terziario; ma subito dopo il paese, percorsa una discesa, si accede ad un'altra pianura, chiamata *Campo Mela*: sulla destra della strada si nota l'estremità di un altopiano basaltico che giunge a serpentina dal villaggio di *Ploaghe* e che si estende sia su terreno terziario, sia su tufo pomiceo e perfino, verso nord, sulla trachite antica. La colata in questione viene chiamata *Su Coloru* ed è costituita da lava basaltica passante a minosite di colore grigio-scuro; in qualche punto è molto porosa e le relative cavità sono tappezzate di carbonato di calcio e di aragonite (*d 28*).

Proprio vicino all'estremità superiore della colata sorge un cono dovuto a scorie fresche, chiamato *Monte San Matteo*, del quale parleremo nel capitolo seguente. In un primo momento ho pensato che Su Coloru potesse appartenere ad un'età geologica più recente rispetto alle formazioni basaltiche che costituiscono l'oggetto di questo capitolo: ma siccome i fianchi della colata, che sono leggermente inclinati, sono anche tagliati a picco in modo da isolarla completamente da tre lati e da separarla dagli altri terreni con due vallette laterali larghe e profonde, ho avuto la certezza che la lava, ricca dei caratteri propri del basalto antico, si è espansa sul suolo che ricopre con le stesse modalità descritte fin qui e che in seguito ha subìto un forte denudamento, tale da farne escludere ogni accostamento con la produzione di crateri più recenti.

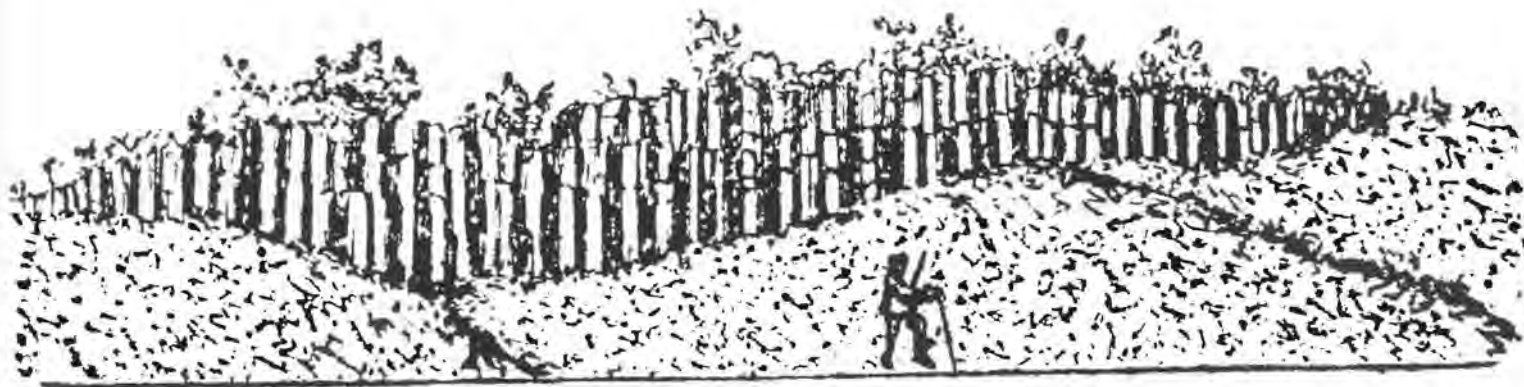
Sulla Sassari-Alghero. L'ultimo punto della Sardegna settentrionale dove ho trovato tracce di una colata basaltica propriamente detta si trova su una collina di cui non conosco il nome per la sua scarsa importanza e che ora è attraversata dalla nuova strada provinciale Sassari-Alghero. Questo resto di colata si trova sulla sommità di una collina terziaria che si percorre subito dopo aver oltrapassato il *ponte di Molafà*, uscendo da Sassari. Si tratta di una formazione in apparenza poco estesa: ha una forma allungata in direzione est-ovest. Il basalto nero peridotico di cui si compone è uguale a quello che abbiamo descritto fino ad ora. Sembra comunque essersi espanso in uno strato poco spesso, dato che si divide in piccoli frammenti che assumono l'aspetto di blocchi trasportati da lontano sul terreno terziario. Esaminandoli meglio però si capisce che sono nati qui; probabilmente il materiale che li costituisce è fuoruscito da una piccola fessura della zona che non ha lasciato alcuna traccia.

I basalti della Sardegna orientale. Dopo aver terminato l'elencazione di tutti i luoghi della Sardegna occidentale e centrale dove ho riscontrato la presenza di formazioni più o meno estese di lava basaltica, in direzione N-S, dobbiamo ora completare il capitolo con l'indicazione di qualche punto della parte orientale, dove i basalti sono ugualmente venuti alla luce dopo il deposito del terreno terziario pliocenico.

Il Màrgine di Gullei. Procedendo da *Nùoro* a *Orosei* (dopo la mia visita è stata aperta tra i due centri una strada reale), la prima formazione che si incontra, passando per *Oliena*, si trova pressappoco al livello della pianura con la quale da un lato finisce per confondersi; mentre dall'altro, di fronte alla *sorgente del Gologone* (di cui si è parlato precedentemente), si presenta come una massa orizzontale, il cui fianco dirupato è suddiviso in colonne prismatiche verticali.

Parrebbe che durante la colata della lava basaltica in questo posto, il suolo granitico sulla quale si espanse presentasse già delle notevoli depressioni di modo che la formazione, orizzontale in superficie, varia considerevolmente di spessore da un punto all'altro. La scarpata verticale che sta di fronte al Gologone viene chiamata *Màrgine di Gullei*. È costituita da roccia basaltica nerastra peridotica, del tutto simile a quella finora descritta; ma assume una struttura prismatica più marcata rispetto allo stesso tipo di rocce di altre località. Ecco uno schizzo di questo colonnato, preparato mentre vi passavo vicino.

Fig. 117

Margine di Gullei

I prismi del Màrgine, pur non essendo regolari come quelli scozzesi e dell'Alvernia, sono comunque molto uniformi e a sezione pentagonale. Nei punti dove il granito su cui poggiano è depressionario ne ho visti alti più di 20 metri; dalla parte opposta, cioè verso la pianura, la stessa formazione non supera il metro di altezza. È chiaro che questa differenza di spessore è dovuta alle irregolarità del preesistente suolo sottostante ed alla naturale tendenza della lava in fusione ad estendersi orizzontalmente in superficie dopo aver colmato le depressioni inferiori del terreno sul quale si è modellata.

Tra la parete verticale prismatica e il letto del torrente che proviene da Su Gologone oggi esiste un considerevole spazio occupato da terreno granitico, che sostiene da un lato la formazione basaltica e dall'altro il calcare e la pretesa dolomia dei monti cretacei di Su Gologone e di Oliena. È probabile che il colonnato basaltico rappresentato nella figura qui sopra appartenesse un tempo all'interno della colata, molto più estesa verso sud di quanto non lo sia oggi: i prismi della scarpata attuale del Gullei sarebbero stati messi in luce dallo stesso generale denudamento di cui esistono evidenti tracce e che ebbe luogo in Sardegna dopo l'espansione dei basalti.

Quanto al punto dal quale la materia in fusione diventata poi

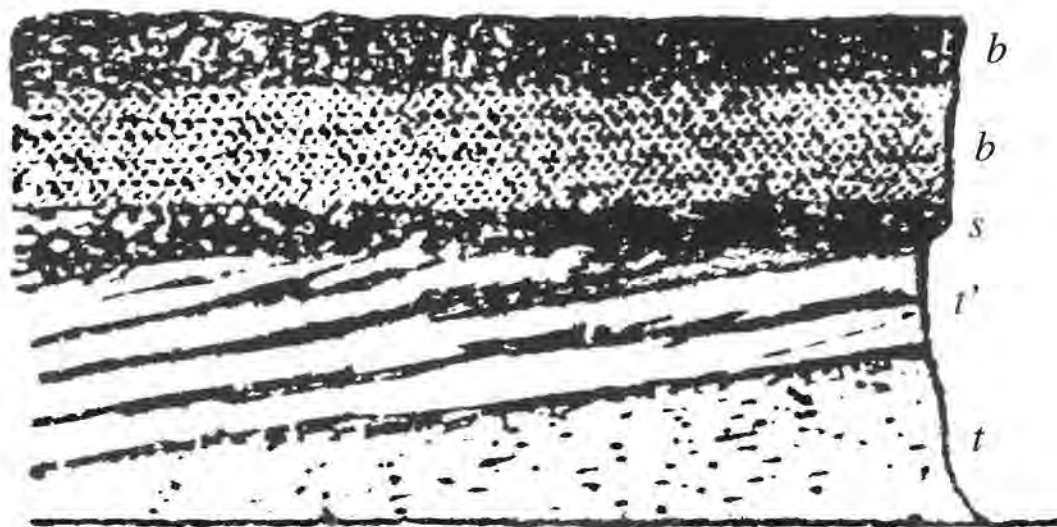
prismatica è uscita per espandersi su un piano orizzontale sopra il granito, non sono in possesso di alcun dato certo per poter dire che il luogo sia questo o un altro; penso comunque che l'emissione sia partita da una località vicina dove è presente una depressione del suolo nella pianura e che oggi è occupata da uno stagno. Del resto, niente ci impedisce di identificare il punto di eruzione in un monticello conico che si trova un po' più lontano, verso est, chiamato *Gullei Muru*, di cui si parlerà tra poco.

Orosei. Se dal Màrgine di Gullei ci si sposta verso il villaggio di *Lòculi* invece di proseguire subito per Dorgali, si possono vedere sulla sinistra della strada due o tre colline granitiche isolate e piatte rivestite alla stessa altezza da una colata basaltica orizzontale. Avvicinandomi, su uno dei rilievi ho osservato una protuberanza che ritengo sia la bocca di effusione del materiale che vi si trova. Dal livello attuale mi è sembrato capire che i rilievi una volta fossero uniti da un'unica colata.

L'abitato di Orosei, già ricordato a proposito dei terreni nummulitici e terziari, è costruito sul versante meridionale di una collina isolata costituita da un deposito subappenninico coperto da una formazione basaltica orizzontale, come si può vedere nella *Tavola VI, figura 4*. Ricordiamo al lettore che questo terreno terziario è facilmente riconoscibile dalla presenza di conchigliette subappenniniche. Si ha l'impressione che un po' più verso levante il basalto poggi direttamente sulla puddinga granitica e nummulitica, già citata in precedenza.

Il basalto di Orosei possiede tutte le caratteristiche di una vera e propria colata diffusa su un piano orizzontale preesistente. In certi punti la roccia assume un aspetto tabulare ed è stratificata, in altri grossolane forme prismatiche; a volte è compatta, altre volte contiene cavità orbitali. Ma la sua struttura è sempre compatta e solo raramente, soprattutto alla base, ha un aspetto scoriaceo.

Giunti in cima all'altopiano che funge da terrazza al di sopra del paese, si vede scorrere il fiume, il cui corso rasenta il piede della collina, mentre sulla sua riva settentrionale si vedono altri altopiani lavici quasi tutti della stessa altezza. Guardando poi verso Orosei, si può osservare una sezione, prodotta naturalmente da una frana, che mostra i banchi di sabbia e di marna che costituiscono la parte superiore del terreno terziario, cotti e modificati dalla presenza del basalto. La sezione qui sotto rappresenta i rapporti tra i vari terreni.

Fig. 118

t, sabbie fossilifere subappenniniche; *t'*, marna e grès terziari, modificati al contatto col basalto; *s*, scorie basaltiche; *b*, basalto compatto; *b'*, basalto celluloso.

Su Murtale. Per una idea d'assieme degli altopiani dei dintorni di Orosei rimando il lettore alla *Veduta geologica della costa orientale dell'isola* della *Tavola VI, figura 4*: vi si noterà in secondo piano uno di questi monti piatti che si trova dietro quello che domina il villaggio. Ho dovuto rappresentarlo su un piano più elevato rispetto all'altro per poterlo rendere visibile, ma in realtà è allo stesso livello. Su di esso, che si trova a tre quarti d'ora di cammino da Orosei, si eleva una strana punta, detta *Su Murtale*: per giungervi occorre innanzitutto attraversare il fiume, poi si segue un vallone praticato nel suolo terzairio che forma la base dell'altopiano. Giunti alla sommità, si vede apparire la parte inferiore della colata basaltica: si tratta dapprima di una roccia scoriacea che copre la marna e la sabbia gialla terziaria alterate e cotte; poi il basalto si fa più compatto e consistente, come quello di Orosei, anche dal punto di vista mineralogico. Ma qui la falda basaltica, che è orizzontale sul margine dell'altopiano, gradatamente si eleva e si piega notevolmente senza spezzarsi, dando luogo ad un cono alto circa 10 metri e inclinato da 15 a 20 gradi. Tra il basalto orizzontale e quello del cono non si nota alcuna frattura o interruzione, per cui esso non è una protuberanza sovrapposta alla lava basaltica, ma l'effetto del rigonfiamento della stessa, che tutt'intorno mantiene una perfetta orizzontalità.

Superato il pendio esterno de Su Murtale salendovi, per esempio, da ovest, si osserva il basalto compatto e tabulare formare una specie di orlo o di trincea attraverso il quale si arriva ad un fossato semi-circolare. Quando vi si giunge, si ricomincia a risalire il pendio di un secondo cono, che però è formato da un mucchio di scorie rossastre: giunti alla sua sommità vi si vede una cavità circolare rivolta verso est da cui parte una specie di colata della medesima materia rossa e piena di bolle, espansa per qualche metro sulla formazione basaltica. È impossibile vedervi con certezza un vero e proprio piccolo cratere, prima di sollevamento e poi d'eruzione.

Il nome dato dalla gente del posto a questa doppia cima proviene da un accostamento al mortaio d'artiglieria chiamato in lingua sarda *su murtale* ('il mortaio'): è una similitudine molto azzeccata, come si può osservare dai miei due disegni (*Tavola*

VI, figure 4 e 4bis). Per quanto mi riguarda, gli ho trovato un'altra similitudine: il cono interno formato da scorie che sorge al centro di un altro cono slabbrato, dal quale è separato da un fossato semi-circolare, ricorda (in miniatura) le forme e i rapporti reciproci tra il Vesuvio e il Monte Somma. D'altra parte è impossibile riscontrarvi caratteristiche di quei coni effimeri e spontanei che giorno per giorno l'azione vulcanica produce e distrugge sui fianchi e nei grandi crateri dei moderni vulcani.

In un primo momento avevo pensato che la materia che forma l'altopiano basaltico di Orosei, così come quella che costituisce Su Murtale, abbia potuto avere origine da questo orifizio; ma riflettendo sulla grande sproporzione che ne risulterebbe tra la distesa della lava espansa e l'esiguità dell'orifizio attraverso il quale il materiale avrebbe dovuto espandersi su una superficie piana prima intorno al cono esterno e in seguito molto più lontano, mi sono dovuto accontentare di vedere in Su Murtale solo un effetto più recente della potenza eruttiva verificatosi in un punto già coperto dalla lava basaltica. D'altra parte, come pensare che i bordi del cono esterno formati dallo stesso basalto compatto e tabulare anch'esso costituente l'altopiano abbiano potuto elevarsi tanto senza essere stati sollevati dal basso in alto da una forza capace di sollevarli senza spezzarli, ma costringendoli ad assumere una posizione inclinata rispetto a quella orizzontale che dovevano avere prima? E questo è testimoniato dalla struttura stratificata di questo basalto.

Quanto alla causa che ha dato vita a questo duplice cono, la assimilerei volentieri all'azione di un dito che entra in un occhiello, i cui orli si solleverebbero tutt'intorno: si vedrebbe allora lo spessore della stoffa sollevata senza che questa cessi di far parte del resto del vestito. Se al contrario si dovesse ipotizzare che il basalto che forma il bordo del cono esterno si sia espanso su una superficie già inclinata venendo fuori dalla bocca del cono esterno, risulterebbe difficile giustificare la grande compattezza della roccia, il suo spezzettamento in tavole e la sua perfetta identità con la formazione della falda orizzontale dell'altopiano: sono convinto che la compattezza e la struttura del basalto dipendono dal modo di effondersi della lava e dal suo raffreddarsi su un piano orizzontale. Così non sarebbe stato se la colata fosse avvenuta su un piano inclinato come la superficie del cono esterno: la roccia sarebbe stata ricca di bolle e sminuzzata.

Probabilmente nella formazione di questa curiosa cima si debbono distinguere tre azioni della natura avvenute in tre periodi diversi:

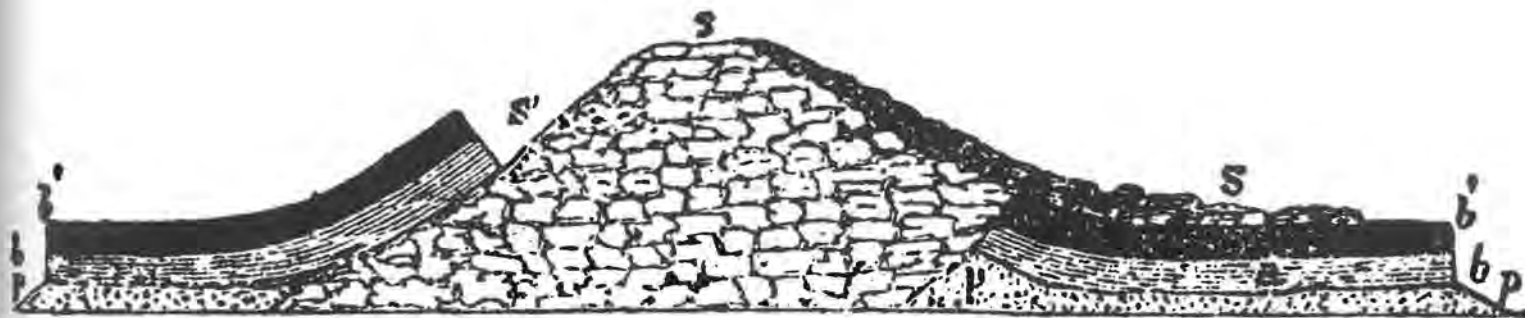
1, effusione della lava basaltica con una colata orizzontale, che probabilmente ricoprì in modo continuo tutti gli altopiani vicini, ora separati, compreso quello sopra Orosei: rimane sconosciuto il sito del cratere che ha prodotto la lava di questi altopiani, come per molti altri del genere citati nel presente capitolo. Occorre d'altra parte ricordare quanto si è detto a proposito di un grande sconvolgimento e soprattutto a proposito del grande denudamento subìto dalle formazioni basaltiche dell'isola;

2, sollevamento di una parte di questa falda basaltica, che sarebbe avvenuto nel punto della colata che corrisponde alla cima de Su Murtale;

3, eruzione posteriore che ha accumulato le scorie che formano il centro del rilievo, mentre la lava ha colato su quella già esistente.

Lo slabbramento dei due coni dalla medesima parte è forse una coincidenza. Del resto è probabile che la potenza della materia effusa dal cono centrale, causa dello slabbramento, abbia potuto determinare anche da questa parte l'incisione dell'orlo esterno.

Ecco una sezione de Su Murtale ripresa sul posto da De Vecchi.

Fig. 119

p, terreno pliocenico; *b*, basalto compatto; *b'*, basalto a cellule; *s*, scorie fresche e colata posteriore.

Su Murtale è separato dagli altri altopiani basaltici vicini posti allo stesso livello da piccole valli, o meglio crepacci, che sembrano essersi formati dopo l'espansione ed il successivo raffreddamento della lava che copre le cime e che molto probabilmente una volta costituiva una sola colata semicircolare estesa sul terreno terziario e granitico, attorno ad una collina granitica.

L'immagine di questo piccolo rilievo granitico circondato da tre parti dal basalto sulle prime mi aveva ingannato perché, vedendo da lontano questo monte conico dalle forme arrotondate posto al di sopra di una linea quasi orizzontale di altopiani basaltici che lo circondano verso sud, ho subito pensato che si trattasse di un cono di eruzione composto della stessa roccia. Solo dopo essermi recato sul posto ed averne esaminato la struttura, ho capito qual'era la verità. Ricordo questo fatto per mettere in guardia i giovani geologi da un errore che sono stato sul punto di commettere e per risparmiare a coloro che continueranno i miei studi la sorpresa di trovare il granito dove si aspetterebbero di trovare l'antico cratere produttore della materia basaltica che ricopre i tre quarti della superficie circostante.

Il fiume di Orosei si è aperto un passaggio attraverso gli altopiani basaltici a base terziaria o granitica e la lava lo accompagna fino alla foce, a *Santa Maria a Mare*. E di basalto è anche la falesia sul mare della *Punta Nera di Orosei*; però prima di arrivare, verso nord, a *Cala Liparotta* non si vede altro che granito e schisti cristallini.

Gullei Muru. Da Orosei a Dorgali ben presto la colata basaltica prende il posto del terreno alluvionale della pianura: essa è attraversata dalla strada in tutta la sua larghezza, estesa

su un piano leggermente inclinato a partire da una gibbosità conica detta *Gullei Muru*, a destra della strada.

La struttura porosa di questa roccia è probabilmente da attribuirsi alla effusione della lava su un piano inclinato: per questo si distingue da quella degli altopiani basaltici di Orosei dove, scorrendo su un piano orizzontale, è diventata compatta e tabulare. La differenza di struttura di una stessa roccia, già allo stato di fusione, dipenderebbe dal modo in cui si è espansa e raffreddata: esaminando il Gullei Muru si può affermare che la lava basaltica riversata verso ponente dal cono eruttivo, in direzione del Màrgine di Gullei, essendo colata su un piano quasi orizzontale è diventata compatta con tendenza alla suddivisione prismatica. Invece, quella che è colata verso levante e si incontra tra Orosei e Dorgali, si è effusa su un piano più inclinato, ha assunto un aspetto meno compatto ed è ricca di cavità.

Monte de Su Anzu. Quando si lascia la pianura e si inizia la salita sulla roccia che conduce a Dorgali, si trova la *chiesetta di San Giovanni,* ai piedi di una collina di calcare cretaceo circondato da ogni lato da lava basaltica, che vi è giunta da parecchie parti, in modo che il bianco di questa specie di grande scoglio, che si innalza come un isolotto in mezzo ad un mare di basalto nero, produce una visione quantomeno singolare. Viene chiamato *Monte de su Anzu* ('del bagno'), perché presso la chiesa si trova una sorgente termale, sulla quale non ho però dati sufficienti per una descrizione.

Da qui si continua a salire sempre fino a Dorgali seguendo la lava basaltica in senso opposto alla direzione della colata: il materiale risulta ricco di bolle, fratturato e contorto in modo da confermare ancora una volta la mia opinione: la lava assume una diversa conformazione secondo l'orizzontalità o l'inclinazione più o meno forte della sua espansione. È curioso osservare come, nel corso di alcune ore di strada e nello spazio dei pochi chilometri che separano la lava basaltica compatta dell'altopiano di Orosei da quella a bolle di Dorgali con la colata intermedia leggermente porosa a Gullei Muru, si possano riscontrare tutte queste differenze con la conseguente possibilità di individuare le cause che le hanno prodotte.

Il cono basaltico esistente nel punto probabile della effusione della colata di Dorgali, che nasconde a lungo la vista del villaggio stesso a coloro che arrivano da Orosei, si trova addossato al fianco N-O di un monte slanciato, di calcare cretaceo, dove il nero ed il rossastro del basalto e delle relative scorie, in contrasto col bianco di questa grande massa calcarea, producono un notevole effetto cromatico. Il cono basaltico dalle forme arrotondate e dolci prende il nome di *Sa Costa*; il monte calcareo, conico, è il *Monte Àrdia* (*Tavola VI, figura 4*): è sormontato nel punto più alto da una croce ed è da qui che si può osservare il villaggio di Dorgali "a volo d'uccello".

Ecco uno schizzo di questi rilievi visti dal lato opposto a quello della *Tavola VI*, cioè da ovest.

Dorgali giace sulla roccia basaltica porosa della colata de

Fig. 120

1, Monte Àrdia di Dorgali con la croce e *Sa Costa* sul fianco sinistro; *2, Monte Tului*; *3, Scala Hòmines* ripresa da ponente; *4, Monte Erveri*; *5*, l'isolato *Monte de Su Anzu* cinto dal basalto; *g*, granito; *c*, calcare cretaceo; *b*, basalto in colata o in filone.

Sa Costa, che è tutta coltivata a vigneti; ma le abitazioni della parte alta del paese sfiorano già il calcare delle pendici del Monte Àrdia o il granito sottostante: si può quindi dire che l'abitato si situa nel punto di contatto di tre terreni formati da rocce molto diverse le une dalle altre, dal quale scaturiscono le sorgenti che alimentano in modo abbondante le fontane del villaggio. D'altro canto il sistema basaltico di Dorgali non si limita ad una sola colata ed al cono de Sa Costa: nel territorio circostante si notano altri coni eruttivi ed altre colate dello stesso tipo, a occidente e ad oriente della massa calcarea.

A pochi metri dal villaggio, in direzione sud, si trova una chiesetta dedicata a *Nostra Signora del Càrmine*, posta su un monticello basaltico, dal quale la lava è colata fino alla stessa valle di Dorgali. Anche la *chiesa di Sant'Elena* è costruita su una simile cima arrotondata: ma qui il basalto ha l'aspetto più di un filone che di una vera e propria colata.

Ci troviamo alla base occidentale del *Monte Tului*, composto di calcare cristallino in alto e di granito alla base occidentale, come già si è detto.

Scala Hòmines. Uscendo da Dorgali dalla parte alta in direzione della *Scala Hòmines*, al momento si iniziare questa strana salita, a cinque o sei metri di distanza dal sentiero verso la valle si vede un filone di basalto grigio, poroso, impregnato di calcite, che attraversa il granito del quale contiene fram-

menti spigolosi molto alterati (*d 29*): quando le due rocce sono in contatto si penetrano così intimamente che il granito sembra iniettato nel basalto (*d 30*), mentre altrove il granito risulta tutto screpolato e dissolto al punto che basta la pressione delle mani per ridurlo in sabbia (*d 31*). Nei miei viaggi non ho mai trovato un posto più adatto di questo per analizzare gli effetti prodotti dai filoni basaltici quando attraversano rocce più antiche.

Questo filone attraversa anche il calcare cretaceo che poggia sul granito, ma, stranamente, dove domina esclusivamente il granito (che naturalmente si trova sotto il calcare) il filone basaltico mostra ugualmente cavità ricche di calcite: questo fenomeno, spiegabile quando il filone si trova incassato nel calcare, diventa inesplicabile più in basso, dove attraversa esclusivamente il granito, essendo naturale che la calcite provenga dalle particelle del calcare vicino. Si fanno due ipotesi per spiegare la presenza della calcite nel regno del granito: l'infiltrazione del calcare sottratto al terreno cretaceo è scesa a parecchi metri di profondità dentro il medesimo filone; oppure il punto in cui il basalto contenuto nel granito contiene la calcite era una volta ricoperto di calcare, ora scomparso in seguito a denudamento.

Ma le mie indagini non si sono soffermate solo a questo fenomeno: oltre alle cavità ricche di calcite ho potuto notare nel filone, a contatto del granito alterato, dei cristalli di stilbite e di altri silicati di questo tipo, probabilmente dovuti all'azione del filone sulle sostanze componenti il granito ed il calcare vicino.

Ho trovato stilbite anche nel villaggio di Dorgali, in una specie di ganga calcarea forse prodotta per infiltrazione nel basalto bolloso e scoriaceo. Il punto in cui si trovano i cristalli di stilbite è anche il punto di contatto fra il granito, il calcare cretaceo e il basalto: si può così pensare che per la formazione della stilbite il granito abbia fornito il silicio e il calcare il carbonato di calcio, che l'azione del basalto incandescente ha mutato in stilbite.

Iniziata la salita di Scala Homines dopo il filone, ne appare un altro che attraversa il calcare su cui è ricavata la strada con una direzione N 8° E - S 10° O: nel contatto il calcare è divenuto cristallino.

La Scala è un sentiero a tratti a gradini e a tratti a rampe ed è la sola via di comunicazione tra Dorgali ed il mare, cioè *Cala Gonone*. La cresta calcarea che si deve superare per passare dall'altro versante è così ardita che la scala, nonostante le rampe e i gradini, è molto difficoltosa per i cavalli ed anche per chi va a piedi.

Un tempo avevo proposto agli abitanti del paese di aprire attraverso questa parete calcarea una galleria, che sarebbe stata non più lunga di 80 metri ed avrebbe permesso ai carri di arrivare dal porto al villaggio: i lavori furono iniziati, ma ora sono stati abbandonati per mancanza di mezzi, cosicché il passaggio dal paese al mare resta lo stesso, cioè orribile anche se brevissimo. Ho rappresentato la rampa, vista da levante, nella *Tavola VI, figura 4*: sul versante opposto, dalla parte del villaggio, è molto più ripida.

Cala Gonone. Giunti in cima alla Scala, posta in un 'collo' tra il Monte Ardia e il *Monte Tului*, il mare appare come ai propri piedi: la scena cambia di prospettiva, ma non di contenuto. Tutto ciò che si è trovato sul versante occidentale della montagna calcarea si osserva anche dalla parte del mare. Passata appena la metà della discesa da questo versante in mezzo a frammenti sconnessi di calcare del Monte Tului, si cammina sulla lava basaltica che giunge fino al mare, cioè fino a Cala Gonone. Le pareti rocciose basaltiche nere si riallacciano ad un rilievo conico che nella discesa si trova sulla destra: anche altri due rilievi conici arrotondati, dello stesso materiale, sorgono ai due lati della strada a metà della discesa: il primo si trova sul pendio meridionale del *Monte Erveri* e assume da questa parte l'aspetto e le forme della Costa di Dorgali (che si trova nell'altro versante): il relativo cono superiore non è altro che un mucchio di scorie nerastre, mentre i fianchi sono costituiti da lava peridotica e basaltica a bolle: il campione raccolto presso il porto di Gonone (*d 32*) proviene da questa colata. Si tratta di un basalto grigio scuro leggermente peridotico e poroso, con cavità tappezzate di calcite e contenente, come il basalto di Capo Frasca, di Paulilàtino e di Macomèr, frammenti di quarzo bianco vetrificato, probabilmente strappati alle rocce antiche che il basalto ha attraversato per uscire alla superficie.

Il Grottone. Non ho avuto la possibilità di visitare una grande grotta con l'ingresso al livello del mare che si trova quasi sotto uno dei piccoli monti basaltici di cui parlavamo, cioè ai piedi del Monte Erveri. Per potervi accedere occorre che il mare sia calmissimo, cosa molto rara da queste parti: a me non è stato possibile ma, da quanto ho potuto sapere dagli abitanti e dalla gente di mare che batte la costa, sembra che il basalto abbia fatto irruzione anche in questa grotta calcarea e che vi sia stato in qualche modo un contrasto tra il lavoro delle stalattiti e delle stalagmiti calcaree bianche e l'azione del basalto, che si è infiltrato in masse tubercolose e informi nere: la volta e le pareti della grotta hanno un aspetto del tutto straordinario.

Viene chiamata *il Grottone* senz'altro a causa della larghezza dell'ingresso e dell'interno. Mi dispiace di non averla potuta visitare personalmente, anche perché probabilmente la descrizione magnificante che me ne è stata fatta è forse dovuta all'immaginazione ed alla poesia che in Sardegna più che in altre parti della terra sono molto legate a racconti di questo genere.

Del resto a rendere più probabile la descrizione del Grottone interviene ciò che dirò delle *grotte di Cala di Luna*, che invece ho visitato.

Considerando che le grotte naturali sono fenomeni molto comuni e facilmente spiegabili delle masse calcaree, l'iniezione del basalto lavico nelle grotte dei monti cretacei del territorio di Dorgali è del tutto naturale dato che i fianchi di questi monti calcarei sono già aperti da entrambi i lati per il passaggio di colate dello stesso materiale. Mi rimane ora da descrivere l'altro cono basaltico di questa zona, che si è formato sulla roccia calcarea del pendio del Monte Tului, come ci mostra la *Tavola IV, figura 4*: la sua lava si stende anche verso Cala Gonone, dove le tre colate di questo versante si congiungono a formare una falesia nera poggiante sul calcare e sui relativi frammenti staccati.

Sotto questo piccolo rilievo e sotto il Monte Tului si trova una sorgente termale detta *Acqua Medica*: non ho potuto visitarla per la stessa ragione che mi impedì di visitare il Grottone, ma mi preme menzionare la sorgente di acqua calda, perché è probabilmente in relazione col focolaio del cono basaltico ai piedi del quale scaturisce da roccia calcarea.

Grotte di Cala di Luna. Nel lasciare il Golfo di Dorgali non possiamo fare a meno di ricordare la *grotte di Cala di Luna*, situata più a sud, oltre la *grotta del Bue Marino*. Ho già parlato di questa località nel capitolo V, quando ho trattato dei fossili del terreno cretaceo che vi ho raccolto; ora ci interessa la roccia basaltica, che svolge un ruolo particolare nella formazione della grotta, il cui ingresso si trova quasi al livello del mare: risulta scavata naturalmente nel calcare bianco compatto che ne forma le pareti, ma la volta è di basalto, di cui una parte è rimasta allo scoperto come un soffitto sulla testa dell'osservatore, mentre il resto poggia su strati di ciottoli e di sabbia.

Questa formazione, già accumulata orizzontalmente nella grotta, ci permette di dare una spiegazione alla curiosa posizione del basalto che, penetrando da una qualunque fessura, ha trovato la grotta preesistente già piena fino ad un certo livello di frammenti di roccia calcarea e si è espanso sulla loro superficie.

In seguito una parte di questi resti è crollata giù e la massa

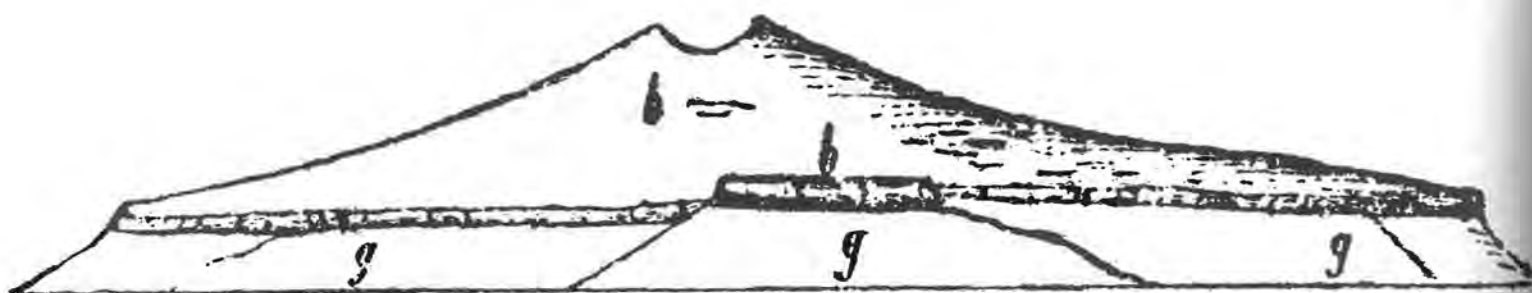
basaltica, raffreddata, ha formato una superficie di un solo strato rimanendo isolata e sospesa come un soffitto. Questo è quel poco che posso dire dopo aver potuto osservare nei pochi minuti che ho avuto a disposizione questo singolare fenomeno.

Sono comunque riuscito a ricavarne lo schizzo qui sotto.

Fig. 121

e, roccia calcarea del terreno cretaceo; grossi ciottoli di varie rocce, calcaree e basaltiche, soprattutto di alluvione superficiale; *r*, strato di sabbia rosso-bruna; *c'*, deposito di frammenti calcarei; *g'*, grossi ciottoli di calcare e basalto; *b*, falda basaltica che forma la volta di un solo getto.

Punta Nera di Barì. Dopo aver percorso via mare il tratto che va da Cala di Luna al Capo Bellavista e superato questo di quattro miglia verso sud, lungo una costa completamente granitica, ci si trova di fronte ad un piccolo capo, detto *Punta Nera di Barì*, lembo estremo di una colata basaltica che si riallaccia ad un altopiano leggermente elevato ed inclinato, al centro del quale è un piccolo rilievo conico leggermente intaccato nella cima: ricorda i monti basaltici di Nurri e di Gullei Muru, anche se ques'ultimo non è intaccato in cima; quello di Barì lo è molto, come si vede nel disegno che segue, fatto durante la navigazione lungo la costa.

Fig. 122

g, granito; *b*, basalto.

Questa massa basaltica si trova a N-E del villaggio di Barì, che non appare nel disegno. I suoi dintorni sono granitici, e sul granito è colato il basalto. Procedendo dal villaggio, si sale lungo un pendio dapprima lieve, sul granito, poi si giunge alla colata basaltica, che forma un altopiano quasi orizzontale, di forma poligonale, con uno spessore di 5-6 metri, sostenuto dal granito ad un'altezza pressappoco uniforme: solamente a est la lava giunge al mare, dove forma la Punta Nera; qui la roccia assume una struttura prismatica più regolare. Alcuni prismi pentagonali tratti da qui sono usati nel villaggio come segnali di confine.

Si tratta di un basalto grigiastro peridotico, a volte con bolle, che in certi punti mostra delle macchie stellate come gli analoghi basalti della Giara di Serri, di Santu Lussurgiu e di Macomèr (*d 33*).

Il monte conico che domina tutto l'altopiano al quale risulta apparentemente unito si chiama *Ibba Manna* o *Gibba Manna* ('grande gobba'), per contrasto ad una montagnetta vicina, verso S-E, chiamata *Ibba Pitica*. Ibba Manna si compone di scorie nerastre o rossastre, il che, assieme alla forma, indica il punto dal quale è fuoruscito il magma basaltico; mentre Ibba Pitica è di basalto più compatto, forse residuo di un rigonfiamento analogo a quello de Su Murtale di Orosei. L'intero altopiano propriamente detto è solcato da valloni che stanno ad indicare un notevole spostamento del suolo avvenuto dopo l'emissione del basalto.

Conclusioni. Con la colata di Barì ha termine la noiosa elencazione di tutti i luoghi della Sardegna in cui ho individuato la presenza del basalto, le cui caratteristiche mineralogiche e geologiche sono generalmente uniformi ed emergono da una semplice esposizione dei fatti: mi sembra per questo inutile dilungarmi ulteriormente. Mi limiterò ad annotare altri due fatti relativi alla distribuzione di queste rocce sul suolo dell'isola.

Il primo fatto consiste in una specie di rigetto che si sarebbe manifestato tra i basalti sardi e le trachiti anfiboliche che li hanno preceduti. Basta dare un'occhiata alla carta geologica o confrontare nella *Tavola IIb* le *figure 7* e *8* per riconoscere che nella parte meridionale dell'isola i basalti non superano una linea che va da Gùspini a Nurri passando per Sàrdara, dove la fanno da padroni i gruppi di trachite anfibolica e fonolitica di Serrenti, di Monastìr, di Sarroch, di Pula, di Monte Narcao e del meridione dell'isola di Sant'Antioco, con la sola eccezione dei conglomerati del Monte Arcuentu, attraversati da formazioni basaltiche.

Anche verso nord i basalti si arrestano nel punto in cui esistono i gruppi di trachite fonolitica di Osilo e di Cucumìa, con i quali non hanno contatto diretto.

Il secondo fatto, che mi sembra più importante e che, si può verificare nelle stesse figure, è che tranne i basalti di Dorgali, di Cala Gonone e di Barì, tutti gli altri, senza alcuna eccezione, poggiano su terreno terziario subappenninico, che nella cronologia delle formazioni ha preceduto immediatamente i basalti sardi. Dato poi che in moltissimi punti la stratificazione di questi terreni concorda col piano della falda basaltica che li ricopre, possiamo trarre la conclusione che queste colate furono in parte sottomarine, sicché l'acqua del mare può avere avuto senz'altro una parte importante nell'emissione, nell'espansione e nel raffreddamento della loro materia. Quanto ai basalti di Dorgali, di Gonone e di Barì, che si trovano su terreno cretaceo o su granito, noteremo che son tutti vicinissimi all'odierna costa, forse la stessa dell'epoca terziaria subappenninica. La zona di Orosei è la sola di tutta la costa orientale che in quell'epoca non fosse ancora emersa, dato che è il solo punto del lunghissimo litorale che va da Cagliari al Capo La Testa in cui esista una propaggine di terreno terziario.

CAPITOLO SEDICESIMO

Crateri estinti

L'Alvernia sarda. Nel capitolo precedente abbiamo osservato che il corso del Flumendosa separa due lembi di una medesima colata basaltica che una volta erano riuniti. Abbiamo anche detto che nelle masse basaltiche del Monte Ferru e di altre località dell'isola si sono aperte vallate più o meno larghe e profonde o semplici crepacci; infine abbiamo notato la frammentazione e l'isolamento di parecchi altopiani e di alcune cime sormontate da falde dello stesso materiale, un tempo molto più esteso. Tutto ciò conferma che in Sardegna dopo l'effusione del basalto si verificò un grande denudamento ed un violento sconvolgimento. Ora, poiché questa roccia copre ed attraversa gli strati superiori del terreno subappenninico, si può concludere che il fenomeno che l'ha frammentata e spogliata deve essere ricondotto ad un'epoca posta tra quella terziaria e quella che si indica come quaternaria.

Ma sembra che il periodo di calma succeduto al totale sconvolgimento non si sia verificato su tutto il territorio dell'isola, dato che in una zona in cui maggiore è stata questa frammentazione degli altopiani basaltici son sorti dei piccoli crateri isolati, che nel loro insieme danno origine ad una linea che va da nord a sud: questa, che potremmo definire l'*Alvernia sarda*, confina a sud con i dintorni di Sindia, a nord col gruppo trachitico di Òsilo, ad est col territorio di *Ittireddu* e ad ovest con quello di Pozzomaggiore. Tutte le bocche vulcaniche quaternarie sono rappresentate nella *Tavola IIb, figura 9*, ed anche riprodotte in gran parte nella *Tavola VI, figure 1, 2, 3* e *3bis*.

Planu 'e Murtas. I primi rilievi di questo tipo che si incontrano quando si va da Cagliari a Sassari sono quelli che si vedono in lontananza verso ovest dalla strada reale tra Macomer e Bonorva e che danno origine a gran parte del *Planu 'e Murtas*, fra Sindia e Pozzomaggiore. Poiche, però, ho percorso piuttosto in fretta questa zona che era già stata rilevata topograficamente dal mio primo collaboratore, il generale De Candia, non ho potuto raccoglierví dati sufficienti per descriverli in modo esauriente; ma mi sembra logico includerli in questo capitolo piuttosto che in quello precedente.

Pozzomaggiore. Invece conosco meglio le formazioni rocciose di Pozzomaggiore, che ho potuto visitare varie volte. Il villaggio, come dice lo stesso nome, si trova in un fosso che potrebbe benissimo essere ciò che rimane di un cratere leggermente inciso e rivolto verso ponente: più lontano, verso N-O, vi è un altro rilievo con una depressione circolare che sembra il resto di un piccolo cratere di cui ancora esiste l'orlo e che avrebbe riversato la sua lava dalla parte del paese. Più a est vi è un'altra depressione simile, piena di basalto a bolle e di scorie rossastre leggerissime. Nei campi tra il villaggio e la *chiesetta di San Giuseppe* ho raccolto molti cristalli di piròsseno della grandezza di un pollice che abbondano sul terreno: sono neri brillanti ed appaiono vetrificati così da sembrare sulle prime frammenti di ossidiana; ho trovato anche frammenti di ferro speculare. Nelle vicinanze ho estratto dalla roccia l'esemplare *c 2* della mia collezione, un basalto leggermente porfirico grigiobruno, che contiene abbondante peridoto verde e cristalli di piròsseno. Il peridoto se viene esposto all'aria diventa scuro e scomponendosi assume un colore rossastro.

Tra Pozzomaggiore e Bonorva, a ovest del villaggio di *Cossoìne*, si osserva un piccolo monte arrotondato che poggia sul resto di una colata basaltica spezzata: le scorie rossastre che lo costituiscono segnalano, anche viste da lontano, una recente eiezione di materie analoghe a quelle delle cime di Pozzomaggiore; ma la struttura di questi piccoli vulcani si può esaminare meglio avvicinandosi a Bonorva.

Monte Benarzosu. La cantoniera di Bonorva, sulla strada

reale, presso l'omonimo villaggio, si trova alla base orientale di una collina arrotondata di marna terziaria che poggia su un conglomerato di tufo trachitico verde: la marna a sua volta è ricoperta da una calotta nerastra che alla sommità presenta la forma di un cratere circolare spezzato verso N-O, da cui è fuoruscita una piccola corrente di lava che copre tuttora da questo lato l'intero pendio della collina. La lava bruna è ricchissima di peridoto, molto ricca di scorie e frammentata; il cono superiore è composto da un ammasso di scorie leggere, rosse e brune, sulle quali si procede con difficoltà a causa della loro mobilità; si chiama *Monte Benarzosu*.

Dopo aver lasciato la cantoniera di Bonorva in direzione di Torralba, la strada, molto ricca di tornanti, alla prima discesa taglia ripetutamente la lava proveniente dal cratere citato e che è colata a momenti sul calcare marnoso, a momenti sul conglomerato trachitico, senza però arrivare al ponte che si trova in fondo alla valle.

Il Monte di Giave. Lasciato il ponte e continuando a seguire la strada reale, ci si trova ben presto ai piedi del Monte di Giave, sul cui pendio settentrionale è edificato il villaggio. Per giungervi occorre abbandonare la grande strada e imboccare quella comunale attraverso una salita molto ripida. Oltrepassato il paese si arriva alla vetta del monte e si ritrova una specie di pianoro di cui già si è già parlato nel capitolo precedente e che prende il nome di *Prato di Giave*: ma il "prato" è molto lungi dall'essere regolare; infatti, piuttosto che un piano orizzontale, come la falda basaltica antica che ne origina la principale struttura, risulta ricco di piccole gibbosità arrotondate composte da roccia di differenti strutture e colori: si tratta di scorie rosse o brune, a volte pesanti, altre leggere, identiche a quelle del Monte Benarzosu e di Pozzomaggiore. Tra questi rilievi uno, che spicca verso nord, contiene al suo interno una depressione circolare leggermente aperta dalla parte di Bonorva: da qui è colata una piccola corrente di lava bruno-nera.

Nella discesa da Giave verso nord, improvvisamente appare un roccione nerastro isolato che si eleva dal terreno terziario come un dicco arrotondato. Ha l'aspetto di una cupola di materiale vulcanico, isolato dal denudamento dei terreni circostanti, come si può osservare nel disegno che segue.

Fig. 123

Non saprei dire se questo monolito naturale si debba considerare appartenente ai basalti antichi, come i dicchi-filoni del Monte Arcuentu, oppure se sia il risultato di una eiezione molto più recente e contemporanea dei crateri estinti, che è forse l'ipotesi più probabile.

Monte Annaru. Sotto la collina di Giave e proprio al lato della strada reale si osserva un piccolo rilievo chiamato *Monte Annaru*, del quale la *Tavola VI, figura 1*, dà una rappresentazione esatta: verso l'esterno e soprattutto a est appare come un tronco di cono leggermente compresso verso il centro, dove assume l'aspetto di un vero e proprio cratere circolare. La depressione interna ha circa 100 metri di diametro e 15-20 di altezza nel punto della maggiore elevazione dei bordi, che invece non superano i 4-5 metri nel loro punto minimo. Essi sono costituiti da roccia peridotica bruno-rossastra ricca di cellette (*e 3*) e molto frammentata: contiene grossi noduli di peridoto verde e specie di nòccioli di una materia nera vetrosa, come anche frammenti di quarzo opaco bianco leggermente vetrificato. Decomponendosi, il peridoto assume una colorazione rossastra come la lava recente di Pozzomaggiore. L'interno del cono, vecchia bocca da cui è uscito il materiale allo stato di lava o di scorie, ora è pieno di scorie ammucchiate, a volte rosse, altre brune, a volte leggere, altre volte pesanti e più o

meno bucherellate: danno origine ad una superficie leggermente concava con la parte depressionaria al centro del cratere (nel 1853 ho avuto il piacere di accompagnare fin lì l'amico generale di Collegno e la sua gentile signora).

Il Monte Annaru, posto a ovest rispetto alla strada reale, non mostra una grande elevazione, che si può valutare al massimo in 20 metri sul livello di essa; ma a est è molto più alto, per via del contrasto con una pianura molto bassa di cui forma il bordo e che si chiama *Campu Giavesu inferiore*. Su questa pianura si è riversato il piccolo torrente di lava proveniente dal monte.

Monte Castangia. Su una collina che domina la piana di *Campu Giavesu superiore* si vede, a ovest del monti di Giave, un rilievo rossastro arrotondato dall'aspetto di un mucchio di grano: il colore e la forma contrastano singolarmente col terreno terziario sul quale poggia. Vi si giunge scalando un pendio molto ripido composto da banchi calcarei e marnosi che contengono inferiormente blocchi di trachite antica. Il piccolo rilievo porta il nome di *Monte Castangia*: sulla sommità esiste una leggera depressione circolare appena sbrecciata verso ovest. La lava che ne è uscita è uguale a quella del Monte Annaru: è colata su un piano molto inclinato fino al fondovalle lungo il versante occidentale della collina calcarea. Il cono superiore è formato solo da scorie come negli altri casi simili che abbiamo già descritto.

Dalla sommità si gode di una vista molto istruttiva. Mi è sembrato di riconoscere a ovest ed a sud-ovest altri monticelli arrotondati e rossastri che non ho visitato e che sembrano una continuazione dei crateri recenti di Pozzomaggiore. Quanto al *castello di Bonvei* o *Bonvicino*, che sorge ai piedi del Monte Castangia, non ho niente da aggiungere a ciò che ho detto alla fine del capitolo XIV, salvo che la roccia prismatica che si trova sotto il castello sul versante settentrionale, dalla parte opposta a quella del torrente, appartiene alla colata recente del Monte Castangia.

Monte Cuccureddu. Lasciata la montagna in questione e discesi verso il Campu Giavesu superiore, in un'ora di marcia si giunge alla base meridionale del *Monte Cuccureddu di Cherèmule*, senza dubbio il cratere più interessante e più ben conservato di tutta la zona, che ricorda straordinariamente quelli dell'Alvernia. Dato che le tre figure della *Tavola VI* lo descrivono già in modo esauriente, mi limiterò ad osservare che la montagna sorge dal terreno terziario subappenninico ricoperto da un antico altopiano basaltico. Si tratta di un cono fortemente sbrecciato a est, unico lato da cui è partita l'emissione di materia lavica: questa possiede tutte le caratteristiche estetiche dei flussi più moderni. Mentre la si percorre sembra di trovarsi sui pendii del Vesuvio o dell'Etna. In quanto alla sua struttura, non contiene né anfigeno né le altre sostanze che si ritrovano nei vulcani attuali; invece non differisce in alcun particolare dagli altri piccoli crateri sardi già citati né da quelli ancora da citare. Si tratta di una roccia peridotica bruno-scura o nerastra molto porosa e sminuzzata; la superficie della colata è spezzata di modo che risulta ondulata e impervia e di conseguenza difficile da percorrere. Invece il cratere è arrotondato in modo uniforme e costituito da frammenti di scorie brune e rossastre, molto instabili. L'apertura interna è scomparsa ma vi rimane una cavità dalla superficie regolare come quella della parte esterna del cono.

L'altopiano basaltico, più antico del Cuccureddu di Cherèmule, è alto 655 metri, mentre la cima di questo raggiunge i 705 metri, quindi supera di 50 metri il livello dell'altopiano sul quale è venuto alla luce.

La lava proveniente dal cratere di Cherèmule è stata tagliata dalla strada reale e va a perdersi nella piana del Campu Giavesu inferiore, dove si trovano due nuraghi conosciuti come *nuraghe Oes* e *nuraghe de Sant'Antine*, già raffigurati nella seconda parte (*Tavole X* e *XI*). Occorre tenere presente che questi monumenti risalenti all'epoca preistorica sono edificati in parte sulla colata proveniente dal cratere di Cherèmule e costruiti con materiale fornito da essa; ciò significa che la colata lavica è anteriore alla loro costruzione, anzi sono anteriori tutti i crateri più recenti dell'isola, che sono anche così uniformi.

Monte Ruju. Prima di lasciare la *Piana dei Nuraghi*, un geologo ha il dovere di avvicinarsi a Bonorva per visitare il *Monte Ruju o Rubiu*, un rilievo molto interessante che si erge sulla pianura in forma di cono slanciato e tronco; per un errore del tutto involontario, che io stesso voglio segnalare, nella grande carta dell'isola invece della direzione S, S-E è stata messa quella S, S-O nell'indicazione del torrente del Monte Ruju. Il nome gli è derivato dal colore che mostra quando lo si osserva da lontano, dovuto alle presenza di scorie rosso-mattone che ne costituiscono quasi l'intera struttura: le scorie sono ancora più instabili di quelle del cratere di Cherèmule, fatto che, insieme alla ripidità del cono, ne rendono la scalata (a piedi, s'intende) molto difficoltosa. Per arrivare alla cima partendo dal livello della piana occorrono tre quarti d'ora di ascesa. Le parti del Monte Ruju rivolte ad est ed a nord sono leggermente coperte da vegetazione, con querce; ma verso ovest e sud la superficie è nuda e rossastra. Giunti alla cima si trova, come al Monte Annaru, il bordo circolare di una depressione o, per meglio dire, un vero e proprio fosso circolare, perfettamente conservato, della profondità di circa 17 metri e del diametro di 65. Nonostante un'apparente regolarità, il bordo circolare presenta una depressione verso S, S-E, proprio dalla parte da cui è partita una lieve corrente di lava colata nella pianura su uno spazio circoscritto, soprattutto in lunghezza.

Il campione di roccia che ho raccolto sul versante occidentale del monte è bruno-rossastro. La roccia è peridotica e contiene pirosseno a volte di un bel verde-pistacchio di bell'effetto (il Cordier l'ha analizzata identificandola come pirosseno: posta a bollire fonde facilmente producendo un vetro monocolore trasparente). Contiene inoltre grossi noduli di peridoto ed anche frammenti di quarzo bianco vetrificato. Ha una struttura bollosa e spezzettata come quella della roccia del Monte Annaru.

Monte Austidu. A N-O del Monte Ruju si vede sorgere, sempre dalla stessa piana, una gobba conica dall'aspetto di un mucchio di grano, chiamata *Monte Austidu*. È più arrotondata e più bassa del Monte Ruju (non più di 40-50 metri), ma la sua composizione è esattamente la stessa. Arrivandoci da sud si è obbligati a camminare con notevole difficoltà sulla colata che proviene da questa parte del cono e che si è espansa molto lontano nella pianura. C'è da dire che, al confronto col Monte Ruju, tutto quello che il Monte Austidu ha in meno in elevazione lo guadagna in larghezza e lunghezza della lava che ha prodotto. Quantunque in cima sia arrotondato, la cavità superiore, in gran parte colmata, è ancora riconoscibile: l'intera base è ricoperta di scorie brune e rosse che si estendono per un raggio di 200 metri.

Cratere di Ittireddu. All'estremità della stessa piana, ancora più verso N-E, vi è una collinetta simile alle precedenti che domina il villaggio di *Ittireddu*: la sua forma conica è più slanciata di quella del Monte Austidu e ricorda soprattutto il Monte Ruju. La sua apertura è rivolta verso ovest e la lava che ne è fuoruscita è colata su una superficie piana e poco estesa verso occidente: il rilievo, come i precedenti, è costituito da scorie bruno-rossastre. Non ha un nome particolare, per questo l'ho indicata nella *Tavola VI, figura 1*, col nome di *cratere di Ittireddu*.

Monte Oes. Un'altra gobba che, come il Monte Austidu al quale si trova vicina, ha la forma di un mucchio di grano, è quella che domina verso est il villaggio di Torralba, lungo la strada reale. Viene chiamata *Monte Oes* ed è anch'essa un ammasso arrotondato di scorie fresche rosse e brune. L'occhio esercitato può distinguere appena una depressione e le tracce di un orifizio da cui venne in luce la materia in fusione, che ha colato lungo il costone orientale della collina, composto da calcare terziario. È una lava molto bollosa e nerastra: ha fornito il

materiale per la costruzione delle case di Torralba che, non intonacate all'esterno, paiono costruite con pietre nere e rosse, bollose e frastagliate, unite tra loro da una malta rosso-mattone. Ne sortisce un effetto di grande tristezza che pesa sul paesaggio dell'intero paese. Vedendole mi sono tornate alla mente le costruzioni dei paesi dell'Alvernia e soprattutto di Randane.

Nei pressi di Torralba, al di sopra dei villaggi di *Borutta* e *Bonnànaro*, appare il vasto altopiano basaltico di Monte Pelao, di cui si è già parlato. Dal suo centro si eleva con un pendio dolce il *Monte Mannu*. La forma arrotondata di questa montagna e la sua struttura nera e rossa mostrano anche da lontano una profonda analogia con il Monte Oes e il Cuccureddu di Cherèmule, suoi vicini. Anche qui si tratta di un deposito di scorie recenti dalla forma di cratere slabbrato, con una colata di lava espansa sulla formazione basaltica preesistente. La colata è diretta verso sud come se la natura avesse voluto tener conto dell'intera serie dei punti cardinali nelle diverse direzioni che ha voluto dare a tutte le bocche vulcaniche effimere ed alle colate più recenti che ricoprono il suolo di questa interessante regione.

La cima del cratere del Monte Mannu, dove a suo tempo ho sistemato il mio segnale trigonometrico, arriva a 740 metri d'altezza, cioè 25 metri al di sopra del livello della formazione basaltica del Monte Pèlao, alto 715 metri, di modo che l'altezza del cono più recente è di 25 metri, meno della metà del cratere di Cherèmule (50 metri).

Dall'altopiano basaltico che domina a nord la chiesa di Mezzo Mondo fino a Ploaghe si vedono, una dietro l'altra, delle piccole calotte arrotondate formate anch'esse da scorie recenti, così come recente appare il loro aspetto. Differiscono però dalle altre per le loro piccole dimensioni e soprattutto per l'assenza di depressioni crateriformi e di relative colate: si tratta di mucchi di scorie molto probabilmente accumulatesi attorno ad un piccolo orifizio dal quale provenivano. Sarei tentato di paragonare queste gibbosità sorgenti dal terreno terziario o da pianori basaltici antichi a quei foruncoli che in seguito alla manifestazione di una qualunque malattia umana forano spesso la pelle ma che sono spontanei e di scarsa durata. Questi ammassi di scorie rappresentano, a mio avviso, gli ultimi sforzi compiuti nell'isola dalla violenza della natura, alla fine dell'era quaternaria o addirittura all'inizio del periodo attuale.

La direzione di questa serie di monticelli è la continuazione di quella mantenuta dagli altri rilievi analoghi appena descritti. È chiaro che la direzione N-S non è affatto casuale: a me pare provocata da un'antica faglia esistente, aperta nello stesso senso in un'epoca diversa da quella in cui si sono svolti i fenomeni di cui ci siamo occupati nel presente capitolo.

Il Monte San Matteo. Il *Monte San Matteo*, che domina il villaggio di Ploaghe, è il penultimo di questi piccoli rilievi e di questi ha la stessa forma e la stessa composizione: le scorie sono in parte solide e in parte frammentate e, come le altre, brune o color mattone. Spesso sono molto leggere (*e 5*) e per questo vengono usate per la costruzione delle volte delle case di Sassari, distante da qui appena due ore di cammino.

Non credo che la lava basaltica de *Su Coloru*, ricordata nel capitolo precedente, il cui probabile cratere era dove oggi sorge Ploaghe e quindi sotto il Monte di San Matteo, provenga da qui: la lava del Coloru probabilmente è uscita dallo stesso punto ma molto prima che si costituisse il cono di scorie fresche del San Matteo.

Monte Massa. Termino la descrizione della serie di rilievi di scorie recenti citando il *Monte Massa*, che si eleva su un rilievo trachitico tra il territorio di Ploaghe e quello di Òsilo: anch'esso ha la stessa forma di tutti quelli di Campu Giavesu ed ha conservato le tracce di una depressione da cratere e di una leggera incisione a N-O, direzione verso la quale è diretta l'unica colata lavica uscita dalla sua bocca. Questa è peridotica e bollosa e si è espansa su un piano molto inclinato, fino ai *mulini del Maniscalco*, sulla strada che va da Òsilo a *Tempio*: non sembra che sia discesa oltre nella valle, che invece prosegue fino al mare.

Conclusioni. Sono queste le caratteristiche che mi è sembrato utile indicare relativamente alla serie longitudinale di coni eruttivi, che chiameremo "aerei", dato che si sono formati e hanno eruttato su un suolo già esistente. La loro apparizione è senza dubbio posteriore allo spezzettamento ed alla fratturazione delle grandi masse basaltiche che sono, invece, di origine sottomarina e immediatamente posteriori agli ultimi strati subappenninici.

Ho anche dei dati certi per stabilire che i grès e le sabbie quaternarie di cui abbiamo parlato nel capitolo IX sono posteriori al grande sommovimento del suolo sardo che fratturò i basalti, dato che ne contengono i frammenti negli strati più inferiori. Ma siccome i crateri estinti oggetto di questo capitolo sono apparsi in una zona dell'isola lontana dal mare, mentre avviene il contrario per il grès quaternario, non saprei dire se l'ultimo sforzo della natura plutonica abbia avuto luogo in Sardegna durante o dopo la formazione dei grès.

È probabile che questi ultimi fenomeni eruttivi del suolo dell'isola si riferiscano all'epoca in cui i vulcani aerei d'Italia anticipavano l'azione del Vesuvio e dell'Etna. Del resto la vita dei vulcani sardi in miniatura è stata molto breve: dopo la loro apparizione (forse simultanea), sembra che il suolo dell'isola abbia goduto di un lungo periodo di tranquillità, dal momento che i crateri conservano ancora una freschezza notevole: si direbbero appena formati, se le nozioni archeologiche in nostro possesso sulla remota antichità di certi monumenti edificati con le loro lave non ne rinviassero l'apparizione a tempi nei quali la Storia non era ancora cominciata.

CAPITOLO DICIASSETTESIMO

Considerazioni generali sulla successione dei terreni, sulla direzione degli strati e sui diversi movimenti del suolo sardo

La direzione delle rocce antiche. Il lettore avrà notato che negli ultimi due capitoli, dedicati alle rocce cristalline fogliettate o stratificate e ai terreni siluriani, ho quasi sempre segnalato le due direzioni, NO-SE e NE-SO, come quelle lungo le quali sono normalmente disposti gli strati. Sebbene le osservazioni su cui è basata la tavola generale delle direzioni (*Tavola i*) non siano state così numerose come sarebbe stato augurabile per poterne trarre delle deduzioni rigorose, credo utile, tuttavia, far notare che la maggior parte di queste direzioni appartiene alle rocce fogliettate e ai terreni sedimentari, considerati come i più antichi fra tutte le specie di suoli del globo.

Effettivamente, nella *Tavola i* risulta che su 98 direzioni di rocce sedimentarie orientate nel senso NO-SE se ne contano 3 per gli schisti micacei, 47 per gli schisti siluriani e le grovacche e 11 per i calcarei subcristallini coevi a questi schisti: in totale, 61 direzioni. Le osservazioni nella direzione opposta, cioè NE-SO, sono distribuite così: schisti micacei 8, cipollino 1, schisti siluriani 14, calcari cristallini di queste epoche 7: in totale, 30 direzioni.

Insomma, il numero più alto di direzioni nel senso NO-SE appartiene alle rocce siluriane, mentre quelle NE-SO registrano una minore presenza delle rocce siluriane e vedono aumentare quella degli schisti micacei e cristallini. Ora, siccome ho notato più volte un passaggio quasi impercettibile dagli schisti siluriani a quelli micacei e cristallini, penso che l'attuale situazione di questi ultimi sia dovuta a una modificazione intervenuta negli schisti e negli altri terreni siluriani: credo, di conseguenza, che la direzione NO-SE sia, nei terreni della Sardegna, anteriore a quella NE-SO.

Queste due direzioni principali osservate in quelle che si credono le rocce più antiche della crosta terrestre sono già state segnalate da altri geologi in molti altri punti del globo: Élie de Beaumont li ha elencati nella sua opera classica sulle "rivolu-

zioni del globo". Potrei moltiplicare quel suo elenco, se i limiti che mi sono posto in questo libro non me lo impedissero.

È stato anche osservato in altre regioni del globo che spesso due sollevamenti che si succedono a brevissima distanza si intersecano l'uno con l'altro perpendicolarmente. Questo fatto, che ora segnalo anche per i terreni più antichi dell'isola, si ripete in Sardegna in altre occasioni, come si può vedere con un colpo d'occhio nelle *Tavole II a* e *b, figure 1-2, 3-4, 5-6*. Notando come questa curiosa combinazione si presenta a tre riprese, nelle direzioni dei terreni che abbiamo visto nell'isola, non verrebbe fatto di dire che il suolo di questa parte del globo è stato soggetto a una legge di reazione *ad angolo retto*, in seguito alla quale lo spostamento in un senso dei terreni ne ha provocato immediatamente un secondo in senso diametralmente opposto? Comunque sia, è un fatto accertato che le due direzioni NO-SE e NE-SO sembrano essere state impresse su grande scala nei terreni più antichi dell'isola, perché le incontriamo immancabilmente non appena questi terreni si mostrano su uno spazio appena appena più vasto.

I filoni di quarzo. È molto probabile che proprio a questi due spostamenti della primitiva crosta terrestre, nella parte di globo occupata oggi dalla Sardegna, si debba far risalire, in larga misura, l'apparizione dei filoni di quarzo che attraversano con tanta frequenza i terreni siluriani in tutte le direzioni, ma soprattutto in quella NO-SE: sono molto propenso a riferire a questo periodo così lontano anche la formazione di una quantità di filoni metalliferi, che sono in qualche misura collegati ai terreni siluriani, così come agli schisti cristallini dell'isola; sarà bene notare anche che non mi è mai capitato di trovare questi stessi filoni metalliferi, in Sardegna, in terreni di età posteriore rispetto a quella.

È certo, insomma, che il terreno siluriano sardo può essere considerato come la vera roccia metallifera della Sardegna.

Prima di passare a parlare di altri fatti geologici, ricorderò al lettore quello che ho detto più su, cioè come i due filoni di quarzo della *miniera di Montevecchio di Gùspini* e quelli, anch'essi quarzosi, del *Monreale di Sàrdara* e del *Monte Ghìrghini* si incrocino perpendicolarmente nei due sensi N-O e N-E. In questo incrocio abbiamo un'altra prova della maggiore antichità della direzione NO-SE rispetto a quella che attraversa gli stessi terreni in senso opposto, cioè NE-SO. Le numerose osservazioni fatte un tempo dal mio compianto amico cavaliere Francesco Mameli, ingegnere delle miniere sarde, concordano perfettamente con queste mie sui rapporti reciproci fra i filoni metalliferi dell'isola, fra i quali quelli diretti nel senso NE-SO molto spesso tagliano perpendicolarmente i filoni che li hanno preceduti e che sono disposti nel senso esattamente opposto. In seguito tutti questi filoni hanno dato luogo ai frammenti di quarzo racchiusi nelle grovacche e nelle anageniti dei terreni carboniferi, nei quali mancano del tutto, invece, i frammenti di rocce granitiche. Le innumerevoli schegge di quarzo che entrano nella composizione dei grès che mi è capitato di segnalare alla base dei terreni dell'Oolite media e dell'Oolite superiore sono state fornite, con ogni probabilità, dagli stessi filoni quarzosi.

Il movimento in direzione N 15° O. Credo di avere riconosciuto in Sardegna anche le tracce di un sollevamento del suolo europeo nella direzione approssimativa N 15° O, che dovrebbe essersi verificato tra la formazione dello strato superiore e quella dello strato medio del terreno carbonifero: questo movimento sarebbe in relazione con quello che gli scienziati chiamano il "Sistema di Foret" (che ha prodotto, come si sa, numerose dislocazioni nella placca centrale comprendente la Francia e l'Inghilterra). Se l'esistenza d'un terreno carbonifero a nord-ovest della Corsica fosse un fatto certo e se questo terreno fosse analogo a quello che ho studiato in Sardegna, vi sarebbe, tra i due punti segnati in nero nella *Tavola II a, Figura 1*, un rapporto di direzione, che ho indicato con la linea *EF*: questa, a sua volta, corrisponderebbe a quella del movimento del suolo nel senso N 15° O. Ma siccome l'esistenza del terreno carbonifero in Corsica non è ancora ben chiara, mi limiterò a parlare di quello sardo.

I bacini carboniferi. Il terreno carbonifero sardo è indicato nella *Tavola II a, Figura 1* e *2*. È rappresentato come fosse diviso in due bacini, sebbene attualmente, come si può vedere nella mia carta geologica, sia ulteriormente frammentato. Probabilmente tutti questi bacini attuali facevano parte d'un solo bacino, prima dell'apparizione dei porfidi che li hanno attraversati e modificati. La rispettiva direzione di questi depositi carboniferi è approssimativamente quella NO-SE delle primitive rocce siluriane: è la direzione della linea di frattura più antica dell'isola, come ho già detto più volte.

È probabile che lo spazio occupato oggi dal terreno carbonifero sardo formasse originariamente un solo isolotto al centro del mare carbonifero, durante il quale le terre che oggi circondano questo spazio non erano ancora emerse. Su quest'isola si sviluppò rapidamente la vegetazione propria di quell'era; felci di tipo arboreo, numerose e di vari tipi, le calamite e le sigillarie che troviamo in queste località, passate allo stato di arenaria o di combustibile, dovettero crescervi per un certo lasso di tempo.

L'assenza di frammenti di granito nelle grovacche e nei grès grossolani del terreno carbonifero sardo, in cui tuttavia si trovano in abbondanza quelli di quarzo e di rocce schistose, mi persuade che in quel periodo i graniti non erano ancora venuti in luce e che il suolo di questo "isolotto carbonifero" non si trovava al di sopra del livello del mare, anche perché in alcuni punti questo terreno, che è di spessore ben modesto, è separato dai graniti soltanto da uno strato sottilissimo di schisti siluriani o cristallini.

Le rocce inferiori di questo deposito carbonifero si formarono certamente a spese degli schisti siluriani o cristallini, che costituivano il suolo emerso dell'isolotto e avvolgevano con i frammenti di questi terreni più antichi quelli di quarzo che già li attraversavano: ho segnalato l'abbondanza di questa materia nel grès carbonifero dei bacini di *Seui* e di *Seulo*, che del resto erano forse già separati da quelli di *Perdas de Fogu*.

La superficie di questo isolotto (o dei due isolotti), su cui cresceva la vegetazione del terreno carbonifero, presentava probabilmente, al suo interno, una depressione (o una specie di bacino), colma di acqua dolce, sul fondo della quale si depositavano, insieme con i frammenti delle rocce preesistenti di cui era costituito il suolo, i "rottami" del regno vegetale di quell'epoca, così come alcuni sottili strati di calcare nero a silice dello stesso colore. La presenza di alcune rare carpoliti che ho trovato in questi calcari e negli schisti con felci non è sufficiente a darci un'idea chiara dell'origine di questo deposito: ma possiamo credere nell'esistenza d'un *lembo* di terreno carbonifero *propriamente detto* anteriormente a quella del vero *terreno carbonifero*.

Comunque sia, questo primo embrione di suolo sardo (che io immagino come un'isola unica) non sembra aver goduto d'un lungo periodo di tranquillità, perché gli strati di cui è composto hanno potuto raggiungere solo uno spessore molto mediocre: l'antracite di Seui, allo stato di combustibile, non supera i 3 metri; il terreno carbonifero di Perdas de Fogu, quasi tutto allo stato di schisti carboniosi e di quarziti, arriva tra i 15 e i 20. D'altra parte, tutto porta a credere che questi terreni non tardarono a subire una dislocazione notevole e delle modificazioni importanti.

Sembra, in effetti, che dal suolo di questo isolotto siano emersi ben presto dei porfidi verdastri con anfibolo, che si mescolarono, in un qualche modo, a questi depositi carboniosi. Ma nel maggior numero di casi li attraversarono e li suddivisero in piccoli bacini uno distinto dall'altro; e in più modificarono il combustibile, che passò allo stato di antracite. Questi porfidi hanno un carattere tutto speciale: non si trovano nell'isola altro che a contatto o in prossimità del deposito d'antracite. La loro direzione varia tra quella N-NO e quella N-O. Sembrerebbe che abbiano seguito, a occhio e croce, un'antica linea di frattura preesistente e dominante, inclinandosi tuttavia un po' verso nord.

La fascia di granito. È proprio verso questo punto cardinale

che andiamo ora a rivolgere la nostra attenzione, perché è più o meno da qui che parte una immensa fascia di rocce granitiche che si protende verso sud lungo una direzione che va da N 5° O (o N 7° O) a S 5° E (o S 7° E): le sue estremità sono attualmente la parte nord-occidentale della Corsica e quella sud-orientale della Sardegna (come è indicato nella *Tavola II a, figura 2*).

Lo sconvolgimento che la crosta terrestre sembra aver subìto a quel momento nei punti occupati oggi dalla Corsica e dalla Sardegna non deve essere confuso con un movimento altrettanto importante dei terreni delle due isole che ebbe luogo più tardi, nel vero senso N-S, di cui si parlerà più avanti. L'apparizione delle grandi masse granitiche, di cui ci occupiamo ora, sembrerebbe corrispondere a quello che gli scienziati chiamano il "sollevamento del nord dell'Inghilterra". Si sa che lo studioso francese che per primo ci ha dato una ricostruzione della sequenza dei differenti sistemi di sollevamento della crosta terrestre fissa l'epoca della dislocazione degli strati terrestri nel senso N 5° O a una data posteriore alla formazione carbonifera (se ne sono riconosciute le tracce nello Yorkshire, in Provenza, in Marocco, nelle isole Åland e Gotland e nella Russia settentrionale).

L'apparizione di questa immensa massa granitica cambiò radicalmente faccia al punto del globo in cui ora si trovano la Corsica e la Sardegna. Queste due isole, che io credo siano state all'origine, e per lungo tempo, unite in una sola entità, presero allora più o meno la forma e la direzione che hanno oggi, cioè quella di una grande isola allungata e diretta all'incirca nel senso N 5° O - S 5° E.

Penso che sia dovuta proprio a questo grande movimento del suolo l'interruzione del deposito carbonifero sardo. Non mi spingo a dire altrettanto della Corsica, ma è certo che, congiungendo con una retta *AB*, nella mia *Tavola II a, figura 2*, il deposito carbonifero della Sardegna preso nel suo insieme con quello che ho indicato per la Corsica nella stessa figura, questa linea finisce per trovarsi disposta in una direzione all'incirca N 5° O che è la stessa dell'insieme della grande massa granitica.

Credo di poter attribuire alla presenza e al contatto dei graniti e delle pegmatiti (due tipi di rocce che passano continuamente dall'uno all'altro) le principali modificazioni che si osservano nei terreni paleozoici: all'inizio, il passaggio degli schisti siluriani a schisti cristallini, che sono sempre più frequenti nelle zone in cui la massa granitica è più abbondante; quindi, la modificazione dei calcari antichi, che, a contatto con il granito o con la pegmatite, diventano subcristallini, dolomitici e perfino friabili sotto la semplice pressione delle dita. È probabilmente a causa dell'apparizione dei graniti sotto i depositi siluriani che la base di questi ultimi è stata fortemente penetrata da materia feldspatica e silicea sino a formare le leptiniti, le quarziti a fasce e anche i banchi di pietra lidia che si incontrano così spesso in posizione intermedia fra questi due tipi di terreno.

Nel primo capitolo ho dato conto delle recenti osservazioni del professor Fournet su questi terreni schistosi e granitici del massiccio centrale sardo. Aggiungerò ora che questo studioso considera la disposizione di queste rocce come il risultato dell'incrocio degli assi N-S con l'asse NE-SO; e crede che da questo incrocio derivi l'origine del Gennargentu.

I filoni metalliferi. La penetrazione delle sostanze metallifere, soprattutto di quelle del piombo, dello zinco, dell'antimonio e del ferro, iniziata probabilmente durante i periodi precedenti, all'epoca dell'apparizione dei primi filoni quarzosi che attraversarono i depositi siluriani, è continuata sotto l'azione, divenuta più diretta, della massa granitica: può darsi anche che questa avesse un importante ruolo di questo tipo già prima di venire in luce, cioè quando era ancora allo stato latente. Infine credo anche che sia da riferire solo a questa apparizione delle rocce granitiche la presenza di certi filoni di barite, puri o associati a galena, blenda o anche ferro, che assumono di preferenza una direzione N-S; essi sono certamente anteriori al secondo movimento del suolo sardo, che si è verificato in un'epoca meno antica sia nel senso E-O, sia nella vera direzione N-S.

Quanto alle altre modificazioni delle rocce siluriane in leptinoliti e in schisti macliferi, credo di doverle mettere in relazione con l'azione di potenti filoni ferriferi posteriori piuttosto che alla prima apparizione dei graniti: ho infatti notato che queste rocce metamorfiche (e in particolare gli schisti macliferi) si trovano di preferenza a contatto di filoni o di masse di ferro con direzione E-O.

I porfidi rossi. Siccome i porfidi rossi quarziferi, che attraversano in diversi punti dell'isola i graniti e le pegmatiti, non s'insinuano nei terreni giurassici, credo di poterne concludere che l'epoca della loro espansione dovette aver luogo nel vasto arco di tempo che intercorse fra l'interruzione dei depositi carboniferi (causata dall'apparizione dei graniti) e la formazione dei banchi dell'Oolite inferiore. Ho motivo di credere che nel corso di questa lunga epoca geologica, durante la quale si disposero, nelle altre parti del globo, i terreni del *Permiano*, del *Trias* (e forse perfino di tutto il *Lias*), i terreni che formavano allora il suolo della Sardegna e forse anche quello della Corsica fossero già emersi, giacché in queste due isole, o almeno nella prima, non ho trovato tracce di questi tipi di terreno.

Non tornerò su quello che ho già detto nel capitolo XI a proposito della posizione relativa dei punti principali in cui ho trovato questi porfidi, che sembrano circoscrivere di preferenza il deposito carbonifero. Rimando il lettore alla *Tavola II a, figura 2*, dove tutti questi punti sono indicati da un colore particolare; e lo rimando anche alla *Tavola i*, cioè alla tavola generale delle direzioni dei terreni, per fargli osservare l'andamento più comune di questi terreni, che varia da N-NO a N-O, orientata in media da N 36° (40°) O a S 36° (40°) E (*Tavola II a, figura 2*, linea *CD*).

Credo di poter riferire l'età geologica dei porfidi rossi quarzosi della Sardegna all'epoca del grès rosso: essi presentano infatti una notevole analogia con i porfidi che accompagnano il grès rosso in alcune località del continente; e soprattutto con quelli che ho visto in Provenza, salendo da Antibes al Monte dell'Esterel. Assegno a questa categoria il gruppo del *Monte Perdedu* sopra Seulo, la cui base è bagnata dal Flumendosa: vicino a questo villaggio ho raccolto un grès che assume l'aspetto di arkose e che un giorno potrebbe essere anche riconosciuto come un rappresentante del grès rosso nell'isola. Per il resto, tutto quello che posso dire sull'epoca dell'apparizione dei porfidi rossi quarziferi in Sardegna è che la credo posteriore a quella dei graniti e delle pegmatiti che essi hanno attraversato sotto forma di filoni o di banchi. Questi stessi porfidi furono poi fratturati e smantellati dalla sienite del Gennargentu, come ho già detto a suo luogo.

D'altra parte è certo che in tutti i luoghi della Sardegna in cui ho visto questi porfidi passare attraverso gli schisti cristallini e gli schisti siluriani, che fanno spesso da base a dei depositi giurassici, mai ho visto queste rocce insinuarsi nei terreni secondari. Per rendersi conto dell'insieme di questi porfidi si può vedere la *Tavola II a, figura 2*, in cui ho inserito anche i principali giacimenti dei porfidi rossi della Corsica, sulla base della carta geologica del marchese Pareto (*Cenni geognostici sulla Corsica*, Genova).

I terreni giurassici. Ho già avanzato l'idea che forse un giorno, nella parte meridionale della Sardegna occidentale, si potrà riconoscere l'esistenza di un deposito di terreno secondario, anteriore all'Oolite inferiore, nella piccola catena del *Monte Zari*. Non tornerò su quello che ho detto a proposito dei terreni di *San Giorgio* e del *Monte Àivaru*, che colloco nell'Oolite media: ma rimando il lettore alla *Tavola II a, figura 3*, nella quale con la retta *AB* ho congiunto il deposito giurassico del Monte Zari con quello di *Alghero*, che appartiene all'Oolite inferiore, con una direzione N 5° O. È la stessa direzione della grande fascia granitica sardo-corsa: è dunque probabile che il mare, che un tempo teneva in sospensione gli elementi dell'Oolite inferiore, bagnasse allora le falesie e le spiagge della Sardegna occidentale; queste spiagge dovevano

dunque correre nel senso del grande asse granitico lungo tutta l'isola, di cui esse formavano il margine occidentale.

A questi depositi succedette uno sconvolgimento del suolo che produsse, nei dintorni di *Alghero* e della *Nurra*, i grès quarzosi bianchi e rossi: in queste località essi stanno infatti sotto il deposito dell'Oolite media, che costituisce la base del *Monte Doglia*, la spiaggia di *Porticciolo* e il piede dei monti *Timidone*, *San Giorgio*, *Santa Giusta* e *Àivaru*. Questi grès ebbero origine dai lacerti delle rocce siluriane preesistenti e da quelli dei numerosi filoni di quarzo che le attraversano, ma subito dopo una causa a noi ignota interruppe la continuazione di quest'azione di deposito, che restò limitata all'Oolite media, mentre nella parte orientale dell'isola fu proprio il mare dell'Oolite superiore a depositare i terreni calcareo-magnesiaci, che sono così ben rappresentati nell'isola dai grès e dai calcari della *Perdaliana*.

Ma ecco un fatto notevole, che la *Tavola II a, figura 3*, mette chiaramente in evidenza: e cioè che, se si traccia una seconda linea *CD* partendo dalle zone dove domina l'Oolite media, e la si congiunge a quelli che ho indicato come i depositi dell'Oolite superiore, avremo fra questi due differenti strati d'uno stesso tipo di terreno una direzione vicina a O 40° N (è la striscia blu chiaro).

Nell'impossibilità di conciliare il movimento del suolo sardo che può aver prodotto una depressione lungo questa direzione con l'età geologica cui l'illustre autore delle *Recherches* ha fissato il sollevamento detto del *Turingerwald*, che colloca tra l'epoca del *Trias* e quella del terreno *giurassico*, mi limiterò a segnalare questa differenza d'opinione. Tuttavia aggiungerò che secondo me non è impossibile che nell'epoca in cui, secondo Élie de Beaumont, si sarebbe verificato sulla crosta terrestre il movimento del sistema del Turingerwald, questo abbia potuto produrre un suo effetto anche sul suolo della Sardegna: è allora che si potrebbe essere formata questa depressione O 40° N, in cui, per una causa che ignoriamo, il mare, che aveva cessato di depositare nella parte occidentale dell'isola i terreni dell'Oolite media, penetrò più tardi depositandovi quelli dell'Oolite superiore, che sono assenti in tutte le altre località della Sardegna.

I ciottoli quarzosi. Di conseguenza è in questo grande bacino (o, almeno, nello spazio che nella *figura 3* è delimitato da due linee punteggiate) che si sono formati i depositi successivi del terreno calcareo-magnesiaco del *Sarcidano* e dei *Tòneri* e dei *Tacchi*, così omogenei nella loro composizione. Si dovette verificare, allora, un grande movimento delle acque: se ne riconoscono tracce certe nella enorme quantità di ciottoli quarzosi, in generale molto arrotondati e molto piccoli, che costituiscono la base di questo terreno. Sembra, del resto, che il suolo sul quale questi ciottoli sono stati trascinati, sparsi e depositati dalle acque non fosse molto accidentato, perché gli strati di questi frammenti quarzosi e quelli dei grès che li coprono hanno più o meno lo stesso spessore: il che non sarebbe potuto avvenire se il suolo su cui poggiano avesse presentato delle depressioni e delle elevazioni d'una certa importanza.

Questo immenso strato di ciottoli quarzosi, di cui non c'è traccia nei depositi giurassici della Sardegna occidentale e che costituisce, per quelli della Sardegna centrale e orientale, un vero e proprio orizzonte geologico, è formato, secondo ogni apparenza, dai resti dei filoni di quarzo bianco che già da molto tempo prima attraversavano i terreni siluriani e cristallini e gli stessi graniti. Può darsi che i frammenti delle rocce della grande massa granitica passati allo stato di ciottoli fossero già apparsi al momento della formazione di questo deposito; ma siccome non ne ho mai trovati nelle puddinghe, così come non vi ho trovato neppure i ciottoli del porfido rosso che pure era già penetrato attraverso gli schisti e i graniti, sono portato a credere che i detriti delle rocce, nella cui composizione mineralogica entra il feldspato e che sarebbero stati trascinati verso questo grande bacino, abbiano potuto subire una forte azione chimica che potrebbe averli attaccati e dissolti.

I depositi successivi. L'acqua che depositava in modo così uniforme i primi strati di ciottoli quarzosi così ben arrotondati e che aveva in sé anche i princìpi di questo ferro idratato che depositò poi in rognoni e nappe nella parte inferiore di questi stessi strati, doveva anche tenere disciolte in sospensione le altre sostanze che poi vennero a depositarsi in strati sovrapposti in successione sulla base del rispettivo peso specifico (si veda la sezione nella *figura 28*, che assumo come rappresentativa delle sezioni di questi terreni).

Al di sopra della puddinga formata da ciottoli quarzosi e sui grès in cui queste puddinghe si vennero modificando si depositò prima uno strato d'argilla, filettata di rosso e di bianco, che era probabilmente il risultato della triturazione degli schisti preesistenti. Dalla quantità di ciottoli quarzosi ci si può fare un'idea del grande denudamento subìto da questi schisti: il denudamento e la triturazione degli schisti talcosi devono aver prodotto i depositi argillosi e magnesiaci. È questa, secondo me, l'origine dell'argilla oleosa che ho trovato a *Nurri* e a *Nurallao*.

La magnesite e le polveri silicee. A Làconi con questa stessa argilla si trovano intercalati dei banchi d'una specie di magnesite bianca (detta anche "schiuma di mare") che può essere un prodotto insieme chimico e meccanico delle acque di questo grande bacino. Nel *Tòneri* di *Tonara* questa magnesite sembra sostituita da una polvere bianca, molto pesante, molto scabra, che somiglia in qualche modo al *tripoli*, e che io penso di poter considerare anch'essa come un prodotto chimico e meccanico di queste stesse acque.

Penso che le parti silicee tenute in sospensione in queste acque siano precipitate per il loro stesso peso specifico formando così questo strato di polvere bianca (o di una specie di *tripoli*) mentre le parti feldspatiche, strappate ai graniti e ai porfidi, passate allo stato di caolino abbiano messo capo a questa specie di *metaxite* che accompagna la lignite di questi terreni: diversi frammenti della vegetazione allora esistente sui bordi di questo bacino furono trascinati verso di esso, dando vita alla lignite, come mostrano anche le impronte di piante che si incontrano nella metaxite.

Questa dissoluzione delle rocce feldspatiche potrebbe forse spiegarsi col concorso di emanazioni calde, alcaline e forse anche solforose che probabilmente scaturivano dal fondo del bacino. Ne sarebbe risultato questa specie di grès grigiastro, con impronte di Calamiti, che chiamo metaxite. O, per dir meglio, in questo bacino si sarebbe formato, al di sopra dei ciottoli quarzosi, prima un deposito siliceo o magnesiaco, poi un conglomerato sedimentario con impronte vegetali, composto da una mescolanza di caolino e detriti finissimi delle rocce schistose.

La lignite e il calcare magnesiaco. Questa supposizione potrebbe spiegare la qualità della lignite che si trova intercalata a banchi sottili e uniformi nella metaxite. Ho già detto che questa lignite (o piuttosto questa *stipite*) è quasi sempre ridotta allo stato di giavazzo e contiene una grande quantità di zolfo; il calore e le sublimazioni solforose potrebbero avere svolto un ruolo importante in queste combinazioni.

Man mano che i depositi successivi coprivano lo strato di lignite posto sul grès feldspatico con impronte vegetali si formava un altro deposito argilloso, generalmente di colore grigiastro (si veda ancora la sezione nella *figura 28*). A questo grès argilloso succedette in alcuni punti un vero e proprio calcare marnoso, grigio-bluastro, nel quale molte conchiglie marine dell'Oolite superiore lasciarono segni e impronte. In altri punti questo calcare marnoso fu sostituito da un grès giallastro, contenente gli stessi fossili, e soprattutto quel *Pecten lens* Sow., che in Sardegna sembra essere la conchiglia caratteristica di questi terreni.

Ma questo grès giallastro e questi calcari marnosi passano insensibilmente a un calcare magnesiaco che all'origine contiene alcune di queste stesse conchiglie; poi, man mano che s'avvicina agli strati superiori, diventa così cristallino da formare una specie di dolomia, porosa, molto pesante, piena di cavità.

È fuor di dubbio che il mare dell'Oolite superiore ha contri-

buito a formare i calcari bluastri fossiliferi della *Perdaliana* e il grès giallastro del *Sarcidano di Laconi* e del *Tèssili*. Ma in quale condizioni si trovava questo mare, durante o dopo la prima deposizione di questi terreni, e perché i loro strati superiori sono costantemente e uniformemente calcareo-magnesiaci? Proverò a spiegarlo qui di seguito.

Da quanto ho esposto si può affermare che, anche senza tener conto dell'importante distinzione che ci hanno offerto i dati paleontologici, la grande formazione giurassica e magnesiaca della Sardegna centrale e orientale, che si identifica per la sua regolarità e anche per la sua orizzontalità pressoché costante, così come per la sua composizione mineralogica tutta particolare, deve essere distinta nettamente dagli altri depositi oolitici della Sardegna occidentale. Quello che è degno di nota, allo stesso tempo, è che lo spazio attualmente occupato dai resti di questo vasto deposito è pressappoco quello in cui furono deposti, in età precedente, i terreni carboniferi. Questa coincidenza si nota più agevolmente se si mettono a confronto le *figure 2* e *3* della *Tavola II a*.

I terreni cretacei. Le prime rocce che, nell'ordine delle formazioni geologiche dell'isola, siano più recenti di quelle del terreno giurassico di cui abbiamo appena finito di parlare sono i calcari cretacei della Sardegna orientale, caratterizzati da Nerinee e Ippuriti.

In molti punti i loro strati inferiori mi sono sembrati dolomizzati. Così, vedendo da un lato il calcare magnesiaco combinarsi con gli strati superiori della formazione precedente e osservando dall'altro una cristallizzazione di tipo dolomitico apparire alla base dei terreni successivi, si sarebbe tentati di credere che le condizioni di questi due terreni, nettamente distinti dai loro fossili, derivino però da una sola medesima causa. Ci porterebbe a pensare così il fatto che questo avviene solo sulla costa orientale dell'isola, mentre non si osserva nella parte occidentale, dove terreni giurassici e terreni cretacei si trovano in contatto pressoché immediato gli uni con gli altri.

Questo fenomeno, difficile da spiegare, potrebbe essere messo in relazione con la presenza delle rocce granitiche e porfiriche che abbondano nella Sardegna centrale e orientale, mentre mancano in quella occidentale, occupata dai depositi dell'era secondaria: questi hanno subìto in alcuni punti un'altra modificazione che attribuiamo alla successiva apparizione della trachite antica.

Non sarà assurdo credere che i graniti, le pegmatiti e anche i porfidi rossi del centro e dell'est abbiano svolto un ruolo importante in questa combinazioni metamorfiche; e che gli strati superiori del terreno giurassico sardo di quelle stesse aree siano diventati magnesiaci in conseguenza della stessa causa che ha operato la cristallizzazione della maggior parte degli strati inferiori del terreno cretaceo, depositati in età posteriore rispetto a quelli del deposito giurassico.

Se è abbastanza facile, sulla base delle teorie adottate dalla maggioranza degli scienziati, darsi spiegazione di una cristallizzazione che si sarebbe verificata dal basso verso l'alto negli strati inferiori dei calcari cretacei di *Monte Santo di Baunei*, di *Dorgali*, di *Galtellì*, del *Mont'Alvo*, del *Capo Fìgari* e di *Tavolara*, interpretando queste modificazioni come la conseguenza del contatto immediato o latente delle rocce granitiche e porfiriche che si incontrano pressoché dappertutto lungo la base di questi calcari (supponendo che queste rocce eruttive abbiano conservato a lungo un certo grado di calore e anche di fluidità), è molto più difficile spiegare come mai la parte superiore della grande formazione oolitica si trova allo stato di calcare magnesiaco, mentre gli strati inferiori di questi stessi terreni, che sono i più vicini ai graniti e ai porfidi, sono rimasti allo stato di calcare marnoso o di grès, senza traccia alcuna di modificazione.

L'unica soluzione del problema è supporre che la parte superiore del terreno giurassico sardo fosse coperta un tempo da acque che, in un momento contemporaneo o anche posteriore alla loro totale deposizione, sarebbero state fortemente impregnate di magnesia: il che ci porterebbe anche ad ammettere la penetrazione di questa sostanza nei calcari marnosi e nei grès giurassici, per via umida, dall'alto verso il basso. Questa spiegazione pare l'unica possibile: essa è del resto analoga a quella che abbiamo proposto appena più sopra per renderci ragione della conversione della lignite secondaria in giavazzo, della penetrazione dello zolfo e della formazione della metaxite a base di caolino.

Possiamo pensare che la presenza della magnesia negli strati superiori e fossiliferi del calcare giurassico possa derivare dall'immersione di questi depositi in un'acqua fortemente impregnata di magnesia. E siccome, mio malgrado, mi sto addentrando nel terreno delle congetture, posso aggiungere che forse quest'acqua aveva allora una temperatura molto elevata e che la magnesia di cui era satura sarebbe potuta venire in gran parte dalla sostanza degli schisti talcosi che formavano il fondo del bacino giurassico.

La grande depressione O 40° N. Abbiamo già detto che la direzione presa, nel loro insieme, dai depositi dell'Oolite superiore della Sardegna presuppone una depressione della sua superficie, che si sarebbe operata al centro dei terreni preesistenti secondo una direzione approssimativa O 40° N, che corrisponderebbe al cosiddetto sistema di Turingerwald: ma in Sardegna questo movimento avrebbe avuto luogo tra i depositi dell'Oolite media e quelli dellOolite superiore, il che non concorda con quello che è stato osservato altrove (questo movimento è collocato tra la deposizione del *Lias* — che in Sardegna sembra assente — e quella dei terreni dell'Oolite). D'altra parte non bisogna perdere di vista che si tratta qui d'una depressione e non d'un sollevamento, il che indicherebbe che questo movimento è anteriore al deposito dell'Oolite superiore della Sardegna. Io sono portato a credere che all'inizio si formò, in questa direzione O 40° N, una lunga baia in cui penetrò il mare dell'Oolite superiore; in seguito si verificò un altro movimento, in senso perpendicolare al primo, cioè E 40° N: il che sarebbe una ripetizione di quanto ho segnalato nelle direzioni dei terreni siluriani, prima NO-SE e poi NE-SO. Proverò ad offrirne un altro esempio.

Basta gettare uno sguardo sulla mia carta geologica per osservare come sulla superficie della Sardegna si sia formata una gran quantità di corrugamenti nel senso E 40° N. Siccome sollevarono i calcari cretacei di Tavolara e del Mont'Alvo, essi sono posteriori al calcare a Nerinee e a Ippuriti di cui questi monti sono coperti: la loro direzione nel senso E 40° N è molto ben visibile sulla carta. Ne concludo che il corrugamento del suolo orientale dell'isola in questa direzione non può coincidere con l'epoca geologica cui è stato assegnato il sollevamento detto "della Costa d'Oro", collocato fra la formazione dei terreni giurassici e quella del grès verde, a meno che non si vogliano classificare come giurassici tutti i calcari della costa occidentale dell'isola, che però sono con ogni evidenza cretacei.

Il movimento subìto dagli strati di questi ultimi è incontestabile. Perciò mi limiterò a segnalare questa indicazione dell'epoca geologica cui lo riferisco, senza stare a discutere su un fatto così certo: ma non è meno evidente ai miei occhi che questi corrugamenti del suolo sardo si prolungano anche a tutta la parte occidentale della Corsica.

I movimenti del suolo sardo. Nella *Tavola II a, figura 4*, ho cercato di indicare questi corrugamenti con un rosso più o meno forte, tenendo conto delle grandi valli oblique attuali, in cui i diversi corsi d'acqua hanno una direzione ben definita nel senso che abbiamo detto. Siccome tutto lo spazio di cui parliamo è pressoché uniformemente granitico, si può pensare che questi corrugamenti disposti obliquamente si siano prodotti nella massa granitica forse quand'essa era ancora allo stato pastoso e non del tutto raffreddata: il che sarebbe un elemento a sostegno di quello che ho detto sulla probabile causa della cristallizzazione degli strati calcarei che costituiscono la parte inferiore del terreno cretaceo della Sardegna orientale.

Alla *Tavola II a, figura 4*, ho aggiunto una sezione dimostrativa delle due isole di Corsica e Sardegna, tagliata lungo il

meridiano di Cagliari. Quanto al corrugamento obliquo della Corsica, esso era stato già osservato da Reymond e Pareto: ma secondo loro esso sarebbe da E, N-E a O, S-O. Potrebbe anche essere così per la parte di Corsica che ho visitato, per quanto l'osservazione della carta che la rappresenta ci indichi un parallelismo abbastanza precisato tra le direzioni delle valli della Corsica occidentale e quelle della Sardegna, che nella mia carta sembrano disposte lungo una direzione E 40° N. Del resto, mi pare accertato che questo movimento del suolo sardo dovette avvenire tra la formazione del terreno cretaceo a Nerinee e Ippuriti e quella del terreno cretaceo superiore, che non esiste nell'isola.

Questa stessa perturbazione del suolo sembra essersi fatta sentire allo stesso modo sulla parte occidentale della Sardegna, perché in quest'area i depositi cretacei sono, come in quelli, limitati ai terreni a Ippuriti e la creta superiore è assente anche lì.

È dunque evidente, per me, che gli strati prodotti dai depositi d'un mare in cui vivevano le Nerinee del cretaceo e le Ippuriti sono stati sollevati e portati in secco nel lasso di tempo passato tra la formazione del terreno a Ippuriti e quello della creta superiore. Ora, siccome sembra lecito supporre che quello che si è convenuto di chiamare il sollevamento del "sistema del Monviso" abbia lasciato delle tracce in Sardegna, io penso che questo movimento del suolo sardo possa essere considerato come la vera causa che ha limitato la deposizione del deposito cretaceo dell'isola al solo terreno dei calcari a Ippuriti.

Nella *Tavola II a, figura 4*, ho cercato di chiarire questa mia ipotesi su questo movimento del suolo sardo cui attribuisco la cessazione dei depositi cretacei dell'isola segnando sulla carta una serie di linee punteggiate, con direzione da N, N-O a S, S-E: una di esse, *CD*, che parte dai monti secondari della *Nurra* e dai dintorni di *Alghero* e arriva sino a *Cagliari*, sarebbe in relazione, nella sua parte meridionale, con la lunga e vasta pianura del *Campidano*, la cui prima emersione mi pare debba essere datata a questa epoca geologica: ma io considero questa linea come il risultato d'uno sprofondamento; le due linee che corrono ai suoi lati sarebbero invece le linee di un sollevamento.

Un'altra, *EF*, unisce i due punti culminanti dei gruppi siluriani occidentali, cioè le cime trigonometriche del *Monte Linas* e del *Monte Severa*, che osservano questa direzione NNO, mentre sul prolungamento di questa stessa linea verso N-O si vede emergere dal mare l'isolotto granitico di *Maldiventre*, la cui apparizione in superficie dovrebbe datare a questa stessa epoca.

La modesta *catena del Marganai* vicino ad Iglesias e la *valle* d'*Oridda* sbarrata dal massiccio della *grotta di Domusnovas* sono forse una conseguenza di questa perturbazione del suolo siluriano. Altro effetto di questo movimento è forse la frattura a picco, quasi rettilinea, della falesia di rocce siluriane che si nota sulla costa occidentale da *Cala Domestica* sino a *Teulada*, passando per il *Monte Zari* (*GH*); in un periodo successivo questa linea è stata spostata verso ovest dalle trachiti antiche di *San Pietro* e *Sant'Antioco*.

La quarta linea *IK* sta ad indicare, secondo le mie intenzioni, un movimento del suolo in direzione N, N-O, cioè nella direzione delle altre linee. Esso avrebbe interessato soprattutto i depositi giurassico-magnesiaci: le pareti strapiombanti dell'altopiano del *Sarcidano* occidentale, verso Làconi e Nurallao così come la grande massa dello stesso terreno che parte dai dintorni della *Perdaliana* e continua pressoché senza interruzione in linea retta (o quasi) mi sembrano debitrici delle loro forme di fondo a un movimento del suolo, appunto in questa direzione N, N-O. È sempre in questo senso che si stende una delle creste principali del gruppo del *Gennargentu*, che proprio da quest'epoca dovrebbe aver assunto una certa altezza, aumentata successivamente dal movimento N-S di cui parlerò tra poco. L'osservazione della *Tavola II a, figura 4*, mi esenta dal continuare questi confronti e queste congetture sui probabili effetti che questa grande perturbazione conosciuta come il "sollevamento del Monviso" sembra aver prodotto sul suolo sardo.

Il movimento E-O. Ho già segnalato, nel IV capitolo, un grès color feccia di vino, molto quarzoso, che forma la base dei depositi dell'Oolite media nella Sardegna occidentale. Una parte di questo grès ha subìto un forte sollevamento presso il *Capo dell'Argentiera* della *Nurra*, formandovi il Monte *Caporone*. Lo studio minuzioso di questi terreni e degli schisti della Nurra occidentale mi portano a riconoscere in tutta questa parte dell'isola le tracce d'un movimento del suolo nel senso E-O: pare che tracce simili siano state osservate in Morea da Boblaye e Viret, che però le riferiscono ad un'epoca geologica più recente. Comunque sia, penso di poter attribuire ad un movimento di questo tipo le condizioni e la direzione della catena trasversale che unisce il Capo dell'Argentiera al *Monte Forte*, come indica la freccia più settentrionale nella *Tavola II a, figura 5*. Credo di poter attribuire a questa causa, che ha dato origine alla catena di cui parliamo, la posizione attuale degli strati del grès del Monte Caporone, fortemente inclinati, contorti e portati a più di 500 metri d'altezza, sebbene nelle immediate vicinanze, cioè dalla *torre di Spagna* alla *torre di Porticciolo*, questo stesso grès sia orizzontale e al livello della costa. Ho creduto di riconoscere indizi di questo stesso movimento in una piccola catena siluriana in miniatura, diretta nello stesso senso, la cui estremità occidentale è il *Capo Negretto* (ne ho parlato nel II capitolo).

Ma la Nurra non è l'unica parte della Sardegna in cui mi sia capitato di riconoscere le tracce d'un corrugamento nel senso E-O: infatti questo movimento si manifesta in genere a una certa distanza dal mare, ma sempre nella parte occidentale dell'isola. Ho indicato questi corrugamenti con le altre frecce nella *figura 5*. La prima stabilisce un collegamento tra la collina del *Monreale di Sàrdara* e una modesta catena schistosa a ovest del *Monte Cardiga*, in seguito raddrizzata nel senso E-O. La seconda segue l'andamento della piccola catena trasversale del *Monte Vecchio* di Gùspini. Più in basso, una terza freccia collega in qualche modo la cima del *Capo Pecora* al *Monte Linas*, formando la grande vallata di *Flùmini Maggiore*, diretta nello stesso senso. Infine una quarta segna la linea *Santa Giuliana - Monte Orri*, vicino ad Iglesias.

La grande valle che parte da questa città per congiungersi alla pianura del Campidano passando per *Siliqua*, e che separa il villaggio di *Domusnovas* da quello di *Villamassargia*, è anch'essa diretta all'incirca da ovest a est: cioè è parallela alla valle di *Flùmini Maggiore*, di cui dicevamo. Non cercherò di spiegare come può essersi formata questa grande vallata che va da Iglesias a *Decimomannu*: se è effetto d'uno sprofondamento del suolo o piuttosto del sollevamento delle due catene laterali. È un fatto, però, che essa è diretta in senso suppergiù perpendicolare al meridiano ed è servita da bacino di raccolta dei sedimenti di un terreno speciale che secondo me appartiene all'Eocene. Di conseguenza il movimento del suolo della Sardegna occidentale perpendicolare al meridiano dovrà essere riferito al periodo fra l'epoca della formazione cretacea a Ippuriti e quella dei depositi eocenici.

Il mare eocenico. Penso che fu proprio in quel periodo che la piccola catena di *Monte Vecchio*, tutto il massiccio del *Monte Linas*, il gruppo del *Monte San Giovanni di Gonnesa* e il *Monte Orri* presso Villamassargia furono separati gli uni dagli altri e invasi, lungo la loro base, dal mare eocenico, che vi depositò questi calcari a Millioliti, a Ceriti e a Crassatelle che ho segnalato parlando delle ligniti di *Terrasegada* e di Gonnesa (capitolo VI). Questi stessi terreni furono successivamente ricoperti di puddinghe e di grès, il che segnalerebbe anche un movimento molto forte nel liquido che ha depositato le une e gli altri.

L'alternanza dei banchi della lignite di Gonnesa, situati tra quelli d'argilla e quelli di calcare, e soprattutto qualche sottile strato di calcare d'acqua dolce (o anche di acqua salmastra) che ho creduto di individuare, associati a quelli di calcare marino, sembrano indicare che in quest'area dovette esistere un estuario o comunque una specie di laguna dove qualche grande fiume trascinava con sé le piante terrestri: di qui, secondo il mio modo di vedere, l'origine della lignite di questi luoghi. I banchi di questo combustibile, racchiusi fra quelli dei calcari a Ceriti e

a Millioliti, si possono spiegare in qualche modo con l'alternarsi di acque dolci (o semplicemente salmastre) e acque salate di mare che si dovette verificare secondo le diverse fasi attraversate dai fiumi che vi apportarono il contributo delle loro acque e dei boschi che essi attraversavano; nella *figura 5* ho perciò provato a disegnare il corso d'un grande fiume che avrebbe versato lì le sue acque e i suoi boschi galleggianti.

C'è un particolare importante che vale la pena di ricordare al lettore: il terreno di cui parliamo si divide in due parti ben distinte, cioè il deposito di lignite con i suoi banchi di argilla e di calcare marino e d'acqua dolce e i grès e le puddinghe che vi si sono sovrapposti o che spesso sono i soli a coprire il terreno siluriano. Le puddinghe di questo periodo geologico si sono formate a spese delle rocce siluriane, granitiche e perfino giurassiche e cretacee, ma non racchiudono mai un ciottolo di trachite, sebbene questa roccia si trovi spesso a contatto con le puddinghe.

Il giallo con cui ho colorato alcune parti della *figura 5*, nel lato occidentale dell'isola, indica con una certa approssimazione i punti della Sardegna che, sulla base delle mie ricerche, credo siano stati occupati dalle acque del mare eocenico prima dell'apparizione delle trachiti antiche. In questa figura si può notare innanzi tutto il vallone situato ai piedi della miniera di *Monte Vecchio* di Gùspini, dove ho trovato i grès, le puddinghe e i calcari di Gonnesa; quindi il *Monte Cepera*, in cui il calcare è stato modificato dal basalto. Questo calcare di Gùspini fa, per così dire, da anello di congiunzione tra i depositi del vallone di Monte Vecchio e il calcare di *Narroccio*; quest'ultimo ha caratteristiche simili a quello di *Fontanamare*, presso Gonnesa. Il grès che ho segnalato ai piedi del *nuraghe de Sa Saracca* si ritrova sparpagliato qua e là nella grande vallata da Iglesias a Decimomannu e sulla cima del *castello di Giojosa Guardia*, dove questo grès, e le puddinghe che lo accompagnano, sono stati sollevati a un'altezza notevole, mentre anche in punti vicini son rimasti a livello della piana, e in orizzontale. Ho anche segnalato questi stessi grès e queste puddinghe alla base dei monti *Narcao*, *Essa*, *Murdeu* e *Sirai* (ne ho parlato nei capitoli VI, XII e XIV).

Il calcare nummulitico. Ho motivo di credere che questo stesso mare eocenico bagnasse anche una parte della grande pianura del Campidano così come la base dei monti che vanno dai dintorni di Gùspini fino al Capo Pula, presso il quale ho segnalato (a *Cala d'Ostia*) un grès che credo di poter riferire a quell'epoca geologica. Se ora proviamo a rifare in senso contrario l'itinerario che abbiamo seguito nel capitolo VI, partendo da Gùspini attraverseremo il Campidano per incontrare a *Sàrdara* un grès violaceo che considero anch'esso eocenico. Questo stesso grès lo si ritrova nella valle di *Mulargia* e al di sotto di un deposito a Ceriti di *Escalaplanu*: quest'ultimo, a sua volta, sembra collegato al terreno nummulitico del *Monte Cardiga* e della *Pianedda*. Così tutti questi depositi sembrano passare successivamente da uno stato all'altro, per arrivare al calcare a Nummuliti che sarebbe lo stato più antico di questa formazione.

Ho già descritto nello stesso capitolo il lembo nummulitico di *Orosei*, situato tra il calcare cretaceo ippuritico e il terreno subappenninico. Si ricordi che fra il deposito nummulitico e i banchi di calcare cretacei si trova una puddinga, anch'essa nummulitica, nella composizione della quale entrano dei ciottoli arrotondati di granito e pegmatite. Ho anche dimostrato, tanto con la sezione della *Tavola VI, figura 4*, quanto con la *figura 43*, che i banchi di questo deposito nummulitico sono ricoperti in stratificazione discordante dal terreno terziario subappenninico. In questa piccola area di Orosei vi è dunque una situazione specifica ben determinata che ci fa vedere come la prima apparizione dei ciottoli arrotondati di granito e di pegmatite ha avuto luogo dopo la formazione dei depositi del terreno cretaceo ippuritico.

Questi strati di puddinga marcano così una netta divisione tra il terreno cretaceo e il deposito nummulitico.

La riduzione di rocce granitiche in grossi ciottoli o in blocchi arrotondati, avvolti nel deposito a nummuliti, risale probabilmente alla perturbazione del suolo sardo con direzione E 40° N, che sollevò il calcare cretaceo del *Mont'Alvo* e di *Tavolara*, le cui creste assunsero questo orientamento. L'attuale Golfo di Orosei si spingeva allora nella terraferma molto più di oggi; i ciottoli di granito e di pegmatite che s'incontrano nel deposito nummulitico dovettero provenire per la maggior parte dai monti vicini compresi tra *Orosei* e *Siniscola*, dove si trovano in sito queste rocce. Essi formano una serie di corrugamenti anch'essi con direzione E 40° N; il più notevole è il *Monte Remule*, che è granitico alla base e schistoso nella parte inferiore; si può seguire il granito, praticamente senza interruzione, dal *Capo Comino* fino al villaggio di *Irgoli*; tutti i corrugamenti sono paralleli fra loro e contemporaneamente paralleli all'andamento del Mont'Alvo, la cui forma e la cui direzione attuali datano certamente ad un'epoca posteriore alla deposizione del calcare ad Ippuriti di cui il monte è costituito.

Più a nord non esiste più in Sardegna alcun deposito di terreno nummulitico, che invece si è ampiamente sviluppato nella Corsica nord-occidentale; tutto porta a credere che questo deposito appartiene allo stesso periodo geologico cui io riferisco i due soli lembi nummulitici di cui parliamo. Tra questi, quello di *Orosei* è il più interessante per la sua posizione e per i rapporti che ha con il terreno secondario; quello di *Monte Cardiga* è importante per la sua estensione e l'altezza cui è stato portato, ma soprattutto per una specie di tendenza che mostra a passare al deposito a Ceriti e a Nummuliti della parte occidentale dell'isola.

Il sistema sardo-corso. Eccoci così arrivati a parlare di un periodo geologico tra i più importanti per la Sardegna e la Corsica: quello durante il quale si verificò il movimento del suolo conosciuto come "sistema sardo-corso", la cui direzione sarebbe stata esattamente quella N-S.

Per apprezzare meglio le cause probabili e gli effetti di questo grande movimento delle due isole invito il lettore a gettare innanzi tutto uno sguardo sulla *Tavola II b*, *figura 6*, e soprattutto sulla linea *AB*. Vedrà che lungo questa linea, diretta N-S, si ergono le cime più alte della Sardegna; osserverà soprattutto che tre di esse, indicate ciascuna da un triangolo e che io ho dovuto naturalmente scegliere come punti trigonometrici di prima categoria, cioè *Serpeddì*, *Bruncu de Spina* e *Santa Vittoria d'Esterzili*, sono tutte perfettamente allineate su questa stessa linea. È ancora sul prolungamento di essa che s'avanza in maniera notevole, a forma di penisola, la parte settentrionale della Corsica, in cui domina la serpentina.

Un'altra linea *CD*, parallela alla precedente e che ho segnato nella stessa *figura 6*, passa per *Bastia*, tocca l'*isola di Caprera* e arriva al suo punto culminante, in Sardegna, sul grande altopiano granitico da cui nasce il *Tirso*: è questo altopiano che è il vero *divortium aquarum*; di là passa sulla cima più alta del *Monte di Oliena*, in cui si incrociano due linee di sollevamento; quindi segue la lunga cresta calcarea dello stesso monte, diretta in senso N-S. Il monticello isolato del *Monte Novo San Giovanni di Orogosolo* e il picco della *Perdaliana* si trovano situati anch'essi più o meno esattamente su questa stessa linea; alla fine, a sud di quest'ultima elevazione, si vede ancora sorgere, nella direzione della linea punteggiata di cui ho detto, una piccola catena schistosa che ha la forma d'un isolotto allungato nel senso N-S, al centro dei terreni nummulitici del *Monte Cardiga* e di *Escalaplano*.

Oltre questi punti si possono notare, a fianco di questa stessa linea *CD*, delle fenditure che hanno la stessa direzione: prima di tutto, per la Sardegna, il *Golfo di Arzachena*, con il suo affluente, diretto da sud a nord; poi i due affluenti principali del *Rio Posada*; vengono in seguito due corsi d'acqua che partono dalla cima del Monte Novo e che si dirigono uno verso nord e l'altro verso sud: questo scorre per vasto tratto dritto verso la *Perdaliana*, al di là del quale si eleva il *Tòneri* di *Seui*: di qui si vede partire di nuovo un altro corso d'acqua, perfettamente allineato con i precedenti, che prende il nome di *Flumineddu* ed è il principale affluente del *Flumendosa*: si possono vedere tutti questi dettagli nella carta geologica di questo volume (ma meglio ancora nella carta grande a due fogli).

Quando si esaminano con attenzione tutti questi fatti, legati

fra loro dalla linea *EF*, è impossibile non riconoscere che questi sollevamenti e queste rotture, che si svolgono tutti in un'unica direzione, sono stati prodotti da una stessa causa, che avrebbe agito nel senso N-S, dal *Capo Corso* fino all'*isola dei Cavoli* in Sardegna.

Ora, le rocce sedimentarie più recenti, che, in base alle mie osservazioni, sembrano essere state sollevate da questo movimento lungo questa linea, sono i depositi nummulitici dell'altopiano di *Monte Cardiga* e della *Pianedda* e anche il calcare a Ceriti di *Escalaplanu*: ne segue che questo sollevamento, diretto N-S, sembra essersi verificato dopo la formazione del deposito nummulitico della Sardegna orientale.

Siccome non ho studiato a fondo i terreni della Corsica settentrionale, ho dovuto riprodurre nella mia *figura 6* l'indicazione data dall'amico Pareto, tanto più che essa viene dall'ultima edizione della carta geologica di Francia in un solo foglio; ma in base a quello che ho potuto rilevare sia in una breve escursione che vi ho fatto sia sulla base delle descrizioni geologiche che ne sono state pubblicate fin qui mi sembra molto probabile che la roccia che ha sollevato la parte settentrionale della Corsica verso est (corrisponde alle linee punteggiate della *figura 6*, e vi si mostra per vasto tratto il terreno nummulitico) sia la serpentina.

La conclusione naturale di tutto questo discorso è che il movimento del suolo nel senso del meridiano, le cui tracce sono così evidenti nelle due isole, sembra coincidere con l'apparizione, in Corsica, della serpentina. Se questa roccia non si vede in superficie in Sardegna, vi si potrebbe comunque trovare allo stato latente, oppure esservi stata rimpiazzata da un'altra roccia pressappoco equivalente quanto a composizione e a origine.

Nel capitolo XI, a conclusione di una breve descrizione delle rocce dioritiche della Sardegna, ho parlato di un lembo di serpentina segnalata da Fournet; e dopo avere ricordato le rocce steatitiche e l'oficalce di *Illorai* e del *Monte Gonnari*, ho aggiunto che, secondo me, la maggior parte dei filoni e dei lembi di rocce dioritiche trovati nell'isola debbono essere considerati come rappresentanti delle serpentine della Corsica. Questa opinione, di cui sono ancora convinto, doveva essere naturalmente collocata a questo punto del discorso.

Le rocce dioritiche. La scienza conosce i rapporti intimi di composizione che esistono tra la serpentina e la diorite, che sono due rocce a base anfibolica e che passano talvolta dall'una all'altra con sfumature che non è facile cogliere. Lascerò questo problema agli studiosi che si occupano in modo particolare di questa parte importante della mineralogia: mi limito alle mie osservazioni geologiche. A questo proposito ricorderò al lettore che le rocce che io chiamo dioritiche si vedono soprattutto nella parte della Sardegna in cui il movimento del suolo nel senso N-S sembra essersi operato con maggior potenza che altrove. Nella mia tavola generale delle direzioni, *Tavola i*, si può vedere che la direzione media dei filoni di rocce dioritiche si trova compresa tra la linea N-S e quella N 20° E; ricorderò anche quello che ho detto (nel II capitolo) a proposito del filone di oficalce del *Monte Gonnari*, e cioè che anch'esso è diretto N-S.

Queste osservazioni si collegano in qualche modo alla presenza del porfido dioritico a *Santa Maria Navarrese* e al *Capo Bellavista* così come al *Capo Ferrato* e al *Capo Sferracavallo*. Questi tre capi, nei quali quella roccia gioca un ruolo importante, sono allineati fra loro secondo la direzione N 10° E, che corrisponde alla perfezione alla direzione media dei filoni dioritici osservati nel nord dell'isola e anche in altri punti della Sardegna, in cui vengono in luce perforando la grande massa granitica.

Non dovrebbe essere inverosimile credere che la diorite abbia svolto un suo ruolo preciso nel dare la forma attuale alla costa orientale dell'isola, almeno dal Capo Bellavista sino al Capo Ferrato e forse anche al *Capo Carbonara*, dove abbondano i filoni di questa stessa roccia. Questi fatti mi inducono a pensare che i filoni e le masse dioritiche della Sardegna siano contemporanei delle serpentine della Corsica e siano nati nel periodo in cui si verificò il grande movimento del suolo delle due isole nella direzione N-S.

Le trachiti antiche. Ma questa direzione è anche quella che è stata impressa, nella parte occidentale della Sardegna, alla grande massa delle trachiti antiche (ne ho dato una descrizione completa nel capitolo XII). Questa coincidenza non può essere considerata fortuita. Io la spiego così.

Penso che l'apparizione di queste trachiti nella Sardegna occidentale sia stata provocata dall'innalzamento della massa centrale granitica; e siccome il movimento che ha agito su quest'ultima si è svolto soprattutto nel senso del meridiano, è del tutto naturale che abbia provocato, lungo il fianco di questa massa granitica, uno sprofondamento che avrebbe dato luogo all'apparizione e alla deposizione, in questo stesso senso, della trachite tufacea, che forma pressoché dappertutto la base delle trachiti antiche.

Di conseguenza credo che si sia verificato allora, nella parte occidentale dell'isola, uno sprofondamento notevole da nord verso sud, alla base della grande massa centrale, e che i frammenti prodotti dalle prime eiezioni trachitiche siano state trasportate, lavorate e depositate meccanicamente dalle acque che avevano fatto irruzione in questa specie di canale. Questi frammenti, ammucchiati così nel liquido, come dimostra il parallelismo dei loro banchi, furono più tardi ricoperti dalla materia feldspatica in fusione; questa apparve in forma di colate, il cui spandimento è indubbiamente posteriore all'epoca della formazione del tufo trachitico propriamente detto e delle brecciole cui esso passa qualche volta (si veda il capitolo XII). Così la vera causa dell'apparizione della grande massa delle trachiti antiche della Sardegna nella direzione del meridiano sarebbe quella che ha anche prodotto, attraverso un movimento basculatorio in questo senso, uno sprofondamento molto forte e molto importante del suolo preesistente per creare un passaggio alla materia delle trachiti antiche. Ne seguirebbe che l'apparizione di questa materia sarebbe una conseguenza delle eruzioni di serpentina in Corsica, che in Sardegna sarebbero rappresentate verso est dalle rocce dioritiche e verso ovest dalle trachiti antiche.

Qualunque sia, del resto, la vera causa dell'apparizione delle trachiti antiche in Sardegna, io tengo per acquisito che questa apparizione ha avuto luogo alla fine della deposizione del terreno eocenico e prima della formazione di certi tufi pomicei che considero come gli equivalenti del terreno miocenico. I calcari d'acqua dolce con silice di *Martis* e di *Òschiri* (vedi il capitolo XIII) appartengono senza dubbio alcuno ad un'epoca posteriore a quella dell'apparizione delle trachiti antiche.

La Sardegna nord-occidentale. Resta infine da parlare degli effetti del movimento del suolo sardo nel senso N-S che si produssero nella parte nord-occidentale dell'isola e che io credo di poter collocare nell'epoca geologica dell'apparizione delle trachiti antiche. La direzione di tre piccole catene calcaree della *Nurra* e quella dell'asse del *Porto Conte* mostrano (soprattutto nella mia carta grande, in cui queste località sono rappresentate con molta attenzione) un vero e proprio corrugamento, che si sarebbe prodotto nella stessa direzione del grande "sistema sardo-corso"; la direzione N-S concorda con quella degli strati calcarei di tutte queste montagne. Siccome il calcare a Ippuriti è — fatta eccezione per i depositi quaternari — il terreno sedimentario più recente di questa parte occidentale della Sardegna, non posso ricavare dalla presenza di questi terreni in questo punto un argomento che mi illumini sull'età delle trachiti antiche che si trovano in contatto con questi calcari e che sembrano aver loro impresso delle modificazioni importanti. Ma poiché il terreno terziario pliocenico si fa vedere anche dall'altra parte di questa regione longitudinale e racchiude nella sua parte inferiore dei frammenti della roccia trachitica, se ne può concludere che l'epoca in cui si verificò il corrugamento "padre" di queste tre piccole catene calcaree della Nurra e la formazione della insenatura longitudinale di Porto Conte vada collocata dopo la deposizione del calcare cretaceo a Ippuriti del *Capo Caccia* e di *Olmedo* e prima di quella dei terreni terziari dei dintorni di *Sassari*.

Del resto, sembra molto probabile che la separazione di queste tre piccole catene calcaree della Nurra si sia verificata all'interno di uno di questi piegamenti che sono così frequenti nel Giura e che sono stati prodotti da una forte pressione laterale. Indizio di questa pressione sarebbe, nella Nurra, il movimento del suolo della regione da est ad ovest di cui ho parlato nel capitolo II, e che avrebbe preceduto l'altro movimento in senso perpendicolare, cioè da nord a sud.

Ci si presenta qui un'osservazione importante: e cioè che, siccome questa direzione N-S è succeduta immediatamente a quella in senso E-O, noi abbiamo in questo fatto una terza ripetizione di direzioni, che vanno ad incrociarsi fra loro ad angolo retto; come se esse ci rivelassero una legge della natura inorganica, secondo cui un corrugamento in un senso ne provocherebbe un altro perpendicolare ad esso. Non pretendo di dare la spiegazione di questo fenomeno, che è stato intravvisto anche altrove; mi limiterò a segnalare, per quello che riguarda il suolo della Sardegna, questa triplice combinazione.

La spiegazione che vengo proponendo sulla forma e l'isolamento delle tre piccole catene calcaree della Nurra non esclude che queste stesse montagne abbiano potuto subire successivamente l'effetto della reazione in senso perpendicolare di cui ho parlato, e che coinciderebbe con l'epoca dell'apparizione delle trachiti antiche.

I gessi della *Nurra* e delle *Gessiere* del *Capo Caccia* sono dovuti, probabilmente, all'azione di queste trachiti; altrettanto penso delle penetrazioni gessose nelle rocce siluriane, che ho segnalato nel contatto con le trachiti dei dintorni di *Làconi*.

I tufi pomicei. All'apparizione e allo sviluppo delle trachiti antiche succedette immediatamente il deposito dei tufi pomicei (ne ho parlato nel capitolo XIII), che contengono resti vegetali della flora miocenica. Come si è visto, essi sono attraversati da filoni di silice piromaca che passa a calcedonia, a cornalina e a diaspro. Questi tufi si legano, a *Martis* e ad *Òschiri*, con certi banchi di calcare d'acqua dolce a nappe di silice bruna, che contengono le stesse piante racchiuse nel tufo pomiceo. Questa identità dei resti vegetali e delle materie silicee, così come la particolarità del fatto che questi tufi pomicei o questi calcari silicei si trovano sempre sotto gli strati del terreno subappenninico, mentre questi depositi si trovano in contatto fra loro ma senza concordare nella stratificazione, mi hanno spinto a farne una categoria a parte. Io li riguardo perciò come i rappresentanti in Sardegna dei depositi d'acqua dolce del terreno miocenico: essi si sarebbero formati tra lo sviluppo della grande massa delle trachiti antiche e l'irruzione, in questa stessa massa, delle acque del mare pliocenico.

Aggiungerò tuttavia che già prima di questo periodo il mare bagnava i dintorni di *Cagliari*, perché a *Monreale di Bonaria* e sotto il *forte Sant'Ignazio*, sulla penisola di Sant'Elia, ho trovato, sotto la roccia subappenninica, un nucleo di roccia calcarea più puro e più bianco di quella, che lo ricopre in stratificazione discordante. Ho dato a suo luogo l'elenco dei fossili di questo "nucleo" singolare e unico, che non ho esitazione a riferire al terreno terziario medio. L'ho già confrontato con certe rocce calcaree del Capo Tenez in Africa e con un altro deposito simile nei dintorni di Lisbona.

Da tutto quanto ho esposto fin qui si può concludere che nell'epoca immediatamente successiva all'espandimento delle trachiti antiche si sono formati in Sardegna, nella parte settentrionale dell'isola, dei bacini parziali di acqua dolce in cui si depositarono gli strati di tufo pomiceo e di calcare a nappe di silice; mentre nella parte più meridionale il mare di quell'era penetrava in una baia allungata nel senso N, N-O, prodotta da un'antica linea di frattura, e preludeva, con la formazione della *pietra forte* di *Monreale*, a un deposito esclusivamente miocenico. Questo fu in seguito coperto dal terreno pliocenico, che si sviluppò su grande scala nell'isola, formando la lunga fascia di cui parlerò tra breve.

Se da un lato i tufi pomicei e i calcari a nappe di silice di Martis e di Oschiri non mostrano tracce di fossili marini di quel Miocene cui invece noi li riferiamo, dall'altro abbiamo invece, in altri terreni, molti di questi fossili mescolati con resti ben caratterizzati della fauna subappenninica. Ho già parlato a lungo (vedi il capitolo VIII) di questa mescolanza di fossili di due diverse epoche e dei frammenti di rocce trachitiche che si trovano così spesso alla base del terreno subappenninico; e perciò non tornerò su questo punto.

Mi limiterò a dire che sono portato a credere che l'apparizione delle trachiti anfiboliche e fonolitiche descritte nel capitolo XIV coincida con la rottura della massa delle trachiti antiche; questa rottura si sarebbe verificata tra il periodo in cui erano ancora vivi numerosi animali marini del Miocene e quello in cui il mare non depositò più che strati con fossili del Pliocene.

Il mare terziario. La trachite anfibolica che costituisce i monti di *Òsilo* era appena venuta in luce quando il mare terziario trascinò via frammenti di essa prima che la sua fauna fosse completamente rinnovata; ma presto, in seguito alla successiva fessurazione del suolo, in mezzo alle trachiti antiche si formò, in seno a queste, un grande vuoto in forma di canale allungato, nel quale il mare irruppe progressivamente da nord sino a sud. Questa progressione è indicata dalla scomparsa graduale dei fossili del terreno terziario medio, che risultano assenti man mano che si procede verso il sud, dove sono sostituiti da fossili esclusivamente subappenninici.

Se consultiamo la *Tavola II b, figura 7*, vedremo questo mare terziario assumere la forma di due bracci di mare riuniti da una larga distesa d'acqua nella parte occidentale dell'isola. Questi due canali si presentano come le due aste di un compasso ben aperto, la cui nocella sarebbe il punto non incassato dove si trova la distesa d'acqua; la branca settentrionale, limitata ai bordi dal terreno della trachite antica, sembra aver seguito di preferenza la direzione N-S; quella meridionale avrebbe preso invece una direzione obliqua verso S-E, seguendo una linea di frattura più antica e lasciandosi di lato le trachiti antiche.

C'è tuttavia una osservazione importante da fare sulla direzione di questi due bracci del mare terziario che attraversano la Sardegna per quasi tutta la sua lunghezza; è un'osservazione relativa ai rapporti che esistono fra i diversi gruppi di monti di trachite anfibolica e fonolitica, la cui apparizione è posteriore a quella delle trachiti antiche: *le direzioni dei due canali nel mare terziario interno sono quelle delle successioni dei monticelli formati dalla trachite anfibolica e fonolitica in queste stesse regioni*. In effetti, guardando le loro direzioni nella *figura 7*, si resta colpiti nel constatare che questi diversi gruppi di una stessa roccia eruttiva, allineati fra loro dal gruppo di *Òsilo* sino al lembo di *Tramazza*, seguono la direzione N-S che nella figura è indicata dalla linea *AB*; ma a partire da Tramazza un'altra successione di punti in cui si trova la medesima roccia si dirige in senso obliquo sino al *Monte Ollàdiri* di *Monastìr*, lungo la linea *CD*; mentre una striscia pressoché parallela ad essa va dal *Monte Arcuentu* al *Capo di Pula* formando la linea *EF*. Quanto al *peperi* e alle altre rocce della stessa era geologica che ho segnalato verso *Villamassargia*, *San Michele di Arenas*, i monti *Narcao* ed *Essa*, presso *Palmas* e il *Monte Arbu* di *Sant'Antioco*, queste rocce riprenderanno pressappoco la direzione N-S indicata nella figura dalla linea *AB*. Questi ultimi gruppi si trovano nuovamente in mezzo alle trachiti antiche, o a contatto con esse.

Credo perciò che l'apparizione di questi gruppi e di questi monticelli isolati di trachite anfibolica e fonolitica, così caratterizzati dalla loro forma e dalla loro composizione rispetto alle montagne di trachite antica, abbia avuto luogo, in genere, al centro di ciascuno di quei due bracci di mare che dicevamo dopo l'espandimento delle trachiti antiche; queste furono allora dislocate e fratturate e i loro frammenti furono avviluppati dai primi depositi del Pliocene. L'apparizione delle trachiti anfiboliche e fonolitiche rappresenterebbe l'ultimo periodo del Miocene e insieme il punto d'inizio del vero terreno subappenninico.

È molto probabile che proprio alla perturbazione del suolo prodotta dall'apparizione di queste rocce anfiboliche al centro di questi stretti bracci di mare debba essere fatta risalire la

povertà di specie fossili che presentano questi depositi terziari quando si trovano a fianco delle trachiti antiche; mentre nello spazio in cui sembra essersi prodotta la congiunzione dei due canali i depositi terziari subappenninici sono molto più ricchi di fossili e le specie più numerose, come si può vedere dall'elenco dei fossili del *Capo San Marco* (capitolo VIII). Penso che in questa località il mare non fosse incassato, ma si trovasse in una condizione più normale e molto più adatta all'esistenza e alla propagazione di molte specie di animali marini di quanto non accadesse alle altre parti di questo stesso mare interno, rinserrato in uno stretto canale.

Il ruolo delle rocce eruttive. I conglomerati vulcanici del *Monte Arcuentu*, che io associo alle trachiti anfiboliche e fonolitiche di *Siliqua* e di *Pula* e che si trovano collocati più o meno sulla stessa linea *EF*, sono stati attraversati da veri e propri dicchi di roccia basaltica, che a *Fontanaccio* forano i terreni subappenninici; d'altra parte ho già detto che frammenti di basanite sono contenuti nei banchi terziari dell'Arcuentu: il che dimostra che emissioni di questo tipo di roccia ebbero già luogo quando il mare pliocenico non aveva ancora depositato i suoi ultimi strati.

Del resto, ecco il ruolo che sembrano aver avuto in Sardegna le rocce eruttive, a partire dall'inizio del periodo terziario medio sino alla fine dei depositi subappenninici. Si nota tra di loro una specie di concatenazione progressiva dalle trachiti feldspatiche antiche sino alle lave peridotiche. Così vediamo la roccia fonolitica del castello di *Òsilo*, di *Nostra Signora di Bonaria* e del *Monte Ollàdiri* di *Monastìr* precedere il vero e proprio basalto, con cui pure ha già un rapporto; in effetti la roccia d'Osilo, *e 37*, quella del Monte Ollàdiri, *E 7*, e quelle che forano la roccia del Monte Narcao e del Monte Essa, *e 24, 26*, hanno lo stesso ruolo che hanno i filoni basaltici dell'Arcuentu: alcune di queste rocce fonolitiche presentano già tracce del peridoto.

A sua volta il peridoto caratterizza le rocce che si espanderanno su un vasto insieme di aree della Sardegna dopo il periodo subappenninico. L'apparizione dei basalti mise fine, nell'isola, ai depositi terziari e segnò l'inizio di quella che chiamiamo l'era quaternaria.

È molto probabile che la maggior parte delle grandi colate di basalto che sono indicate nella *Tavola II b, figura 8*, siano state all'origine sottomarine; nondimeno tutto porta a credere che esse si espansero allo stato di fusione sui depositi subappenninici, quando questi conservavano ancora una parte della loro orizzontalità: il che avrà naturalmente facilitato l'espandimento di quella lava in strati uniformi, d'uno spessore pressoché uguale dappertutto e disposti parallelamente agli strati del terreno su cui sono colati. Ma in molte altre località, soprattutto nel nord dell'isola, sono ben lontani dall'essere paralleli ai banchi di calcare subappenninico che ricoprono; se ne può concludere che questa materia non dovette espandersi sempre su un piano orizzontale e che i depositi dei terreni che li sostengono avevano già subìto dei notevoli sconvolgimenti quando furono ricoperti. L'area della grande colata basaltica indicata nella *figura 8* e colorata di un rosso più intenso non ha meno di 1.000 miglia geografiche di circonferenza.

Le colate basaltiche. Quanto alle masse basaltiche della Sardegna, indicherò due fatti che meritano di richiamare l'attenzione del geologo: 1°, che le colate di basalto sembrano essere venute in luce ed essersi espanse nei punti dell'isola che erano occupati dal mare terziario più recente, oppure, come nei dintorni di *Dorgali* e di *Barì*, sono passate attraverso dei terreni già emersi, ma che si trovavano direttamente di fronte alla costa; 2°, che nelle località in cui dominano queste colate non si vedono né le trachiti anfiboliche e fonolitiche né conglomerati vulcanici simili a quelli dell'Arcuentu; questi conglomerati in seguito sono stati attraversati da numerosi filoni basaltici.

Per rendersi conto di questi due fatti particolari basta confrontare, nella stessa *Tavola II b*, le *figure 7* e *8*: si vedrà subito, quanto al punto 1°, che i basalti di Sardegna sono emersi nei punti in cui esistevano una baia o un canale occupati dal mare, mentre si depositavano i terreni subappenninici; oppure in località vicinissime alla costa orientale, che allora doveva avere, da queste parti, più o meno lo stesso profilo odierno. La presenza o la vicinanza immediata delle acque marine potrebbe aver esercitato qualche influenza sull'apparizione delle lave basaltiche? Anche ai nostri giorni vediamo che i vulcani in attività sono nella gran parte situati vicino al mare o sono addirittura sottomarini.

Sebbene abbia visitato l'Alvernia e vi abbia riconosciuto una grande analogia fra gli strati basaltici di questa provincia della Francia e quelli sardi, non ho studiato l'Alvernia così attentamente da poter mettere a confronto i materiali ignei delle due regioni, ma credo che le colate basaltiche dell'isola che sto descrivendo siano contemporanee a quelle dei Monti Cimini italiani, cioè dei dintorni di Viterbo, di cui molti studiosi collocano l'espandimento sottomarino dopo l'epoca del terreno subappenninico. Quelli del Lazio, come quelli del *Monte Ferru* sardo, sarebbero aerei, cioè avrebbero versato le loro lave su un suolo già emerso.

Il confronto fra le *figure 7* e *8* fa anche vedere che le rocce ignee del periodo anteriore a quello dei basalti non si incontrano nelle regioni dell'isola che vediamo coperte in gran parte di colate basaltiche. Si direbbe che queste due specie di rocce tendano ad escludersi reciprocamente, sicché ciascuna specie è apparsa in un punto dell'isola che è esclusivamente suo.

Sulle grandi emissioni di lava basaltica in Sardegna c'è da fare anche un'altra osservazione: ed è che la regione dell'isola dove questa materia sembra essere sgorgata più abbondante dalle viscere della terra è esattamente quella in cui si intersecano le linee di frattura dei tre precedenti movimenti del suolo sardo: era quello il punto in cui, proprio a causa delle fratture precedenti, il suolo doveva presentare minore resistenza allo sboccare dei torrenti di lava; che sembrano essersi espansi intorno al *Monte Ferru* quando la parte superiore del monte era probabilmente fuori dell'acqua.

Ma se l'emissione delle colate di lava basaltica del Monte Ferru e quella della roccia che corona i numerosi tavolati isolani (ne ho parlato nel capitolo XV) hanno potuto essere favorite da antichi crepacci o da linee di frattura preesistenti, l'isolamento e la fessurazione che questi prodotti ignei hanno subìto subito dopo il loro espandimento ci rivelano una perturbazione del suolo sardo che dovette verificarsi su larga scala tra la fine del periodo subappenninico e la formazione generale e uniforme, lungo il litorale del Mediterraneo e anche dell'Oceano, di un deposito che chiamiamo del grès quaternario.

Ho già avuto occasione di far notare che le cime basaltiche del *Monte Santo* di *Torralba* e del vicino *Monte Arana* si trovano oggi ad altezze differenti: ma questi due strati, oggi isolati, erano probabilmente uniti, all'origine, a quello molto più grande del contiguo *Monte Pèlao*, che attualmente non è più al livello delle altre due piccole alture. La stessa osservazione sembra debba essere applicata allo strato basaltico che copre l'altopiano di *Giave* e che doveva appartenere ad un'unica colata con le cime attuali degli altopiani della stessa natura, quelli di *Cheremule*, di *Cossoine* e di *San Simone di Bonorva*: altrettanto si può dire, infine, dell'altopiano basaltico ad est di Giave, nella direzione e al piede del *Monte Rasu* (è il primo piano *L.L.L.* della *Tavola VI, figura 1.a)*. Tutti questi strati erano probabilmente riuniti in uno solo: furono smantellati più tardi, isolati e portati ad altezze differenti.

Se ora ci volgiamo verso il centro dell'isola, vedremo le tracce di questi stessi accadimenti geologici ripetervisi più volte. Per esempio, l'altopiano della *Giara di Gèsturi*, così caratteristico, è ricoperto da una coltre basaltica che si ritrova sulla cima d'un piccolo monte vicino, ora isolato, detto *Monte di Santu Antine di Genone*. Ricorderò anche quello che ho detto nel capitolo XV sugli altopiani basaltici di *Serri* e di *Gergei*; e ancora la *Giara di Sìmala*, il *Planu 'e Olla* di *Ìsili* e l'altopiano di *Capo Frasca*, sulla costa occidentale. La cima basaltica del promontorio di *Capo San Marco* era evidentemente unita al

mantello della stessa roccia che corona la cima conica su cui si eleva la *torre di San Giovanni di Sinis*. Più lontano, la regione del *Sinis* propriamente detta presenta i resti di colate basaltiche che coprono il suolo terziario e che facevano probabilmente parte della stessa grande coltre di cui non restano ora che questi resti. Infine, ricorderò ancora un piccolo lembo basaltico presso il villaggio di *Goni* (ne ho parlato al capitolo XIV): ora si trova sulla destra del *Flumendosa*, ma un tempo, secondo ogni apparenza, era unito alla grande colata basaltica che si trova sulla riva opposta del fiume e sembra essere sboccata dal grande cratere di *Nurri*. Questo isolamento del lembo di Goni indica che i due fiumi, il *Mulargia* e il *Flumendosa*, che scorrono ora fra pareti a strapiombo, hanno completamente mutato il loro corso dopo l'espandimento delle lave basaltiche uscite dal cratere di *Nurri*. Il suolo di questa parte dell'isola ha subìto, successivamente, un profondo sconvolgimento.

Arriviamo a una stessa conclusione sulla base della presenza dei ciottoli basaltici che provengono chiaramente da queste colate e che si trovano nella parte inferiore degli strati del grès quaternario.

Ho indicato nella *Tavola III, figure XIV, XVI* e *XVII* i punti in cui si trovano questi ciottoli, cioè a *Fontanaccio*, lo *Schiavone* e il *Capo San Marco* o la penisola di *San Giovanni di Sinis*.

Il grès quaternario. Oltre quello che ho già detto, aggiungerò qualche osservazione che ho avuto modo di fare in diversi altri punti della costa mediterranea e anche dell'Oceano, tra Gibilterra e Cadice, dove si trova in sito il grès quaternario. Sulla base di queste osservazioni mi sono convinto che questo deposito è posteriore a un grande sconvolgimento del suolo, che non è stato limitato alla collocazione dell'isola nella sua attuale posizione nel Mediterraneo.

Tutto ci fa credere che il grès quaternario sia un deposito unico, uniforme e assolutamente contemporaneo in ogni suo punto, che si formò sulle rive del mare quando esso bagnava delle coste che erano già più o meno quelle attuali, penetrando un po' più a fondo nella terraferma, soprattutto nelle sue pianure costiere. La perfetta uniformità dei campioni che ho preso in più di 20 differenti località del litorale o delle pianure sarde poco distanti dal mare e che ho confrontato con quelli raccolti a Livorno, vicino a Palermo e a Siracusa, alle isole Baleari, a Tarifa, a Gibilterra, a Cadice sulla costa spagnola e in Africa, al Capo Cartagine, è tale che senza le etichette mi sarebbe impossibile riconoscere la provenienza dei diversi campioni.

Se passiamo ora al tipo di giacitura di questo grès, basta uno sguardo alla *Tavola III* per riconoscere la sua perfetta indipendenza, dato che lo si vede posare indifferentemente su ogni specie di terreno, a partire dal siluriano sino ai depositi subappenninici. Nella *Tavola III* ho cercato di riunire tutte le mie osservazioni più interessanti sulla giacitura di questo grès; il rapporto fra i suoi strati con quelli del terreno subappenninico che li ha preceduti mostra con assoluta chiarezza che esiste tra loro una perfetta discordanza di stratificazione. Nelle sezioni *XIV, XVI, XVII* si può vedere che i frammenti rotolati giù dalle colate basaltiche che coronano gli altopiani subappenninici sono avviluppati dagli strati inferiori del grès quaternario. Ecco dunque una prova irrefutabile del fatto che l'apparizione di queste coltri basaltiche ha avuto luogo nell'intervallo fra la formazione dei due terreni.

La *figura V* della stessa tavola ci fa notare come vicino a Palermo il terreno terziario subappenninico non fosse sconvolto quando servì di base al deposito quaternario; ma tra i due banchi dell'Acqua Santa ho notato una grande quantità di ciottoli, anche molto voluminosi, del calcare cretaceo delle Madonie; questo sta ad indicare che uno sconvolgimento del suolo siciliano o una specie di disastroso diluvio ha avuto luogo proprio qui nell'era geologica durante la quale cessò la deposizione del terreno subappenninico e cominciò quella del grès quaternario. Tra questi ciottoli di Nerasu ve ne sono bucati da Folladi perpendicolarmente alla loro superficie già arrotondata dallo sfregamento, il che prova che le acque del mare li hanno fatti rotolare, li hanno ricoperti per una certa quantità di tempo e li hanno poi sparpagliati sul terreno preesistente.

Dei ciottoli collocati esattamente come quelli di Palermo e ugualmente forati da animali marini o incrostati di Sèrpule si trovano alla base del grès quaternario anche di altre località rappresentate nella *Tavola III*. Del resto, il lettore dovrebbe ricordare che ho già detto a più riprese (capitolo IX) che quando i bordi attuali del mare che sostengono degli strati più o meno potenti di grès quaternario sono in secco, si vedono non soltanto dei ciottoli di queste stesse rocce perforati da animali litodomi e litofagi, ma anche dei buchi praticati da loro nella roccia, sino a formare una specie di fascia o di cintura di scogli bucherellati a una certa altezza sul livello dell'acqua. Le *figure I, II, III, VIII, XIX* e *XXVIII* mostrano questi fatti, che provano come tutti questi punti e questi livelli della costa erano sommersi quando il mare depositava dappertutto e uniformemente lungo tutto il perimetro del Mediterraneo, e anche nell'Oceano vicino, quello che chiamiamo il grès quaternario.

Quanto alle differenze di altezza fra i diversi strati di questo deposito, che si incontrano molto spesso e che ho indicato nelle *figure XII, XVIII, XX, XXI, XXXI, XXXI bis, XXXV* e *XXXVI*, non saprei a quali cause attribuirle, a meno di ipotizzare delle alternanze nella deposizione di questo grès, con intervalli dovuti a sconvolgimenti del suolo nel periodo in cui essa si verificava; altrettanto potrebbe essere accaduto a proposito della tendenza che mostrano talvolta gli strati di questo grès a scendere a mare in senso perpendicolare alla linea della costa, come mostrano le *figure VI, VII* e *XXVI* della stessa tavola.

Un'altra osservazione importante di cui bisogna tener conto riguarda la differenza tra i fossili dei due terreni, quello subappenninico e quello quaternario, nei luoghi in cui questi depositi si trovano a contatto: innanzi tutto prima le conchiglie del grès quaternario hanno conservato i loro colori e perfino il glutine animale; spesso sono fratturate e ridotte in briciole, il che denuncia una forte agitazione del mare lungo i suoi antichi bordi e dà a questo ammasso di conchiglie polverizzate il carattere di un deposito litoraneo. Ma ciò che taglia la testa al toro è che i fossili di quest'ultimo terreno appartengono tutti, salvo pochissime eccezioni, a delle specie viventi, ben diverse da quelle della fauna subappenninica.

Poiché è provato, almeno per me, che c'è una separazione netta tra le età relative dei due tipi di terreno, e poiché nelle località in cui i basalti non sono il prodotto di un'eruzione esistono comunque, alla base dei depositi del grès quaternario, dei ciottoli strappati ai terreni preesistenti e che vengono spesso da molto lontano, mi sia permesso di pensare che l'emissione e l'espandimento delle lave basaltiche della Sardegna furono presto seguiti da una grande perturbazione del suolo. Questa non solo avrebbe dislocato, isolato e fratturato le coltri di basalto prodotto da questi espandimenti, ma avrebbe anche agito in altri punti dell'isola e del continente europeo, facendo rotolare i frammenti delle rocce più antiche e disperdendoli su terreni battuti allora dalle onde del mare lungo una costa dal profilo abbastanza simile a quello attuale.

Sappiamo, del resto, che uno dei movimenti più importanti che la crosta terrestre sembra aver subìto e che sembra avere influito in modo particolare sul suo rilievo attuale è collocato dai geologi alla fine dell'era terziaria: il che significa che esso si sarebbe verificato dopo la formazione degli strati più recenti del terreno subappenninico. Il movimento avrebbe avuto come direzione principale quella O 16° S: ora, siccome questo periodo geologico coincide con quello durante il quale gli altopiani basaltici della Sardegna furono smantellati e isolati, che sarebbe secondo me l'epoca della formazione del grès quaternario, sarebbe importante vedere se nell'isola si possono osservare le tracce d'uno sconvolgimento del suolo in quella stessa direzione.

Invito il lettore a dare un'occhiata, nella *Tavola II b, figura 9*, alla linea *IJ*, o piuttosto a guardare, nella prima parte di questo *Voyage*, la carta dedicata alla mia grande triangolazione dell'isola: vi si vedrà che le cime del *Monte Limbara*, di *Nostra Signora di Bonaria* presso *Òsilo*, del *Monte Doglia* e del *Monte*

Timidone vicino ad *Alghero*, che mi sono servite come punti trigonometrici, si trovano esattamente su una stessa linea retta che corre approssimativamente nella direzione O 16° A.

Dal Limbara allo stretto di Bonifacio. Senza voler insistere troppo su questa notevole coincidenza, non andrei lontano dal pensare che il sollevamento della catena del *Limbara*, così come la vediamo oggi e che ha più o meno questa direzione, potrebbe essere il risultato del movimento del suolo della Sardegna settentrionale, che si sarebbe svolto in quell'epoca e in quella direzione.

Il sollevamento di questa piccola catena granitica sarebbe stata la conseguenza dello sprofondamento della grande vallata che si apre ai suoi piedi verso sud; in questa vallata, che sbocca nel *Golfo di Terranova*, allungato nella stessa direzione del Limbara, non c'è traccia di terreno terziario dal mare sino a *Nostra Signora di Castro*, ad *Òschiri*: cioè non esiste terreno terziario lungo tutta la base meridionale della catena del Monte Limbara; il che farebbe credere che l'attuale fondovalle non avesse alcuna comunicazione col mare durante il periodo subappenninico, come invece sembra che sarebbe dovuto essere se fosse stato al livello cui si trova oggi.

È dunque molto probabile che questo sprofondamento del suolo sia posteriore all'epoca dei depositi subappenninici e che sia in relazione con l'innalzamento della catena del Limbara; vale la pena di notare che essa strapiomba sul versante meridionale, mentre il versante settentrionale scende dolcemente verso lo *Stretto di Bonifacio*. Se questa vallata, che ora unisce in leggero declivio *Òschiri* a *Terranova*, fosse esistita prima dell'epoca alla quale attribuiamo l'ultimo sollevamento del Limbara, vi si dovrebbero trovare tracce dei terreni terziari che sono molto sviluppati nella direzione in cui continua questa depressione, cioè da *Nostra Signora di Castro* fino a *Torralba*; essi invece si fermano quasi di colpo all'interno di questo spazio, sebbene la pianura continui poi praticamente senza interruzione fino a Terranova: dopo Oschiri, infatti, la piana è coperta soltanto da uno spesso strato alluvionale, formato da ciottoli depositati sul suolo granitico, attraverso il quale passano alcuni lembi di trachite antica.

Poiché l'apertura del canale di Bonifacio è certamente posteriore alla deposizione dei terreni terziari, di cui si trovano lembi al *Capo Testa* così come a *Bonifacio* e a *Santa Manza*, in corrispondenza fra loro, è probabile che questa frattura sia stata prodotta dal sollevamento della massa del Limbara, perché la costa sarda bagnata dalle acque dello stretto ha pressappoco una direzione che concorda con quella di questa piccola catena (si veda, nella *Tavola II b, figura 9*, la linea *GH*). Questo movimento sarebbe in relazione con quello che gli scienziati chiamano "sollevamento delle Alpi principali" e che i geologi collocano esattamente tra la fine dei depositi terziari e l'epoca del *Diluvium*.

La rottura da cui è nato il canale sardo-corso potrebbe essere stata facilitata da una linea di frattura più antica, che sarebbe stata determinata dal corrugamento della massa granitica rappresentata nella *Tavola II a, figura 4*. Probabilmente in quel punto si era formata una depressione nella quale si depositarono più tardi i terreni terziari, con la loro mescolanza di fossili miocenici e pliocenici. Tutti questi banchi, alcuni dei quali hanno conservato una specie di orizzontalità, furono fratturati più tardi, nell'epoca in cui si depositarono i terreni quaternari, che sembrano essersi formati dopo questa perturbazione della crosta terrestre.

(L'esistenza in Corsica e in Sardegna del *muflone*, animale che si trova anche in Algeria, nell'isola di Candia e in quella di Cipro, sembra portare a credere che l'apertura del canale possa essersi verificata in epoca assai recente, salvo che non si voglia supporre che questo animale sia stato autoctono di una sola delle due isole e sia stato poi portato dall'uomo nella seconda: ma allora come spiegare la sua esistenza in Africa e nelle isole greche? Il professor Bellardi, che ha visitato Cipro, mi ha detto di avervi visto non soltanto il muflone ma anche, in diversi punti dell'isola, la *panchina* di Livorno, cioè quello che io chiamo, quando parlo della Sardegna, il grès quaternario. Del resto ci sono anche altre specie della fauna sarda che sono ben distinte fra loro e presenti in una sola delle due isole: per esempio la *Perdix gambra* o *petrosa*, così comune in Sardegna, non si trova in Corsica, dove abita esclusivamente la *Perdix rubra*. Gli isolotti e le scogliere dello stretto avrebbero ben potuto facilitare la mescolanza delle due specie, invece questo non si è verificato affatto; d'altronde, per quanto riguarda la *Perdix*, sappiamo che la *Perdix gambra* abita l'Africa, la Calabria meridionale e la Spagna, e che raramente arriva alle latitudini settentrionali del Regno di Napoli e della Penisola iberica, che sono alla stessa latitudine della Corsica).

Peraltro, questo movimento del suolo gallurese potrebbe ben essere stato molto meno brusco di quanto in un primo tempo si sarebbe tentati di credere; al contrario, potrebbe essere stato lento e continuo, arrivando sin dentro l'epoca geologica attuale: è quello che si può supporre guardando com'è oggi il golfo di Terranova, che sembra essere contemporaneo del sollevamento della catena del Limbara e della formazione della grande vallata che va da Òschiri al mare. Questo porto, che era frequentato dalle flotte romane e da quelle cartaginesi, presenta ora al di sopra della superficie del mare una grande quantità di rocce granitiche che probabilmente al tempo di Roma non erano così visibili come sono oggi.

Esistono anche delle tracce del movimento in direzione O 16° S in altri punti della Sardegna; per esempio nei dintorni di *Macomèr*, dove le trachiti antiche e i loro tufi a fasce hanno preso questa direzione con una forte inclinazione verso N-O; i depositi terziari di *Bosa*, di *Pozzomaggiore* e di *Padria*, che posano su queste trachiti, hanno anch'essi preso parte a questo sollevamento: il che dimostra che questo sconvolgimento del suolo ha avuto luogo dopo la deposizione dei terreni subappenninici.

I vulcani della Sardegna. Ho già segnalato (capitolo XV) tracce di coni aerei dell'epoca basaltica in alcuni punti della Sardegna: per esempio, nel *Monte Ferru*, a *Nurri*, vicino ad *Orosei* e nel territorio di *Dorgali*; ma fu solo quando i prodotti delle eiezioni basaltiche sottomarine furono fratturati e separati che cominciò nell'isola la vera e propria età dei vulcani a cratere e a colate.

Nel capitolo XVI si può vedere che è in una sola regione speciale della Sardegna che si incontra una sequenza di piccoli coni crateriformi formati da scorie ancora fresche o che hanno emesso correnti di lave peridotiche molto limitate in larghezza e in estensione. Non tornerò sull'argomento, ma ricorderò al lettore: 1°, che questi monticelli formano una specie di sequenza nel senso N-S, come si può vedere nella *Tavola II b, figura 9*; 2°, che essi sono colati su un suolo già emerso; 3°, che la loro apparizione è posteriore alla frattura e alla divisione degli altopiani basaltici che coprono il terreno subappenninico.

La direzione di questa sequenza di bocche ignivome aeree e il loro rapporto con le rocce ignee più antiche rafforzano l'avvicinamento che si può fare fra i fenomeni eruttivi della Sardegna e quelli dell'Alvernia. Siccome questi ultimi effetti delle forze plutoniche che hanno preceduto la nostra era sono limitati nell'isola alla sola regione centrale e i loro prodotti non si trovano a contatto con il grès quaternario della costa, non ho elementi per giudicare se questi vulcani effimeri e in miniatura della Sardegna, che somigliano moltissimo a quelli di altre parti del continente, siano esattamente della stessa epoca di quelli oppure siano anteriori o posteriori all'insediamento dell'uomo in queste contrade. Il solo fatto che si può ammettere è che queste emissioni di materia peridotica risalgono ad un periodo antichissimo. Sulla lava intatta e ancora freschissima, sgorgata dal magnifico cratere slabbrato del *Monte Cuccureddu* di *Cheremule*, colata che ora è tagliata dalla strada reale, tra *Bonorva* e *Torralba* si trovano dei nuraghi (ne ho parlato a lungo nella seconda parte), la cui origine si perde nella notte dei tempi. I nuraghi di *Santu Antine* e *Oes*, che sorgono nel *Campu Giavesu* inferiore, sono costruiti in gran parte con grossi blocchi di lava fresca, scoriforme e spezzata di natura peridotica, uscita dai crateri allora intatti di *Cheremule* e di *Monte Annaru*.

È curioso, per il filosofo, vedere le testimonianze ancora pal-

pitanti degli ultimi sforzi della materia inorganica tendere in qualche modo la mano a edifici che risalgono alla favolosa preistoria dell'isola. Per conoscere l'intervallo di tempo (forse brevissimo) che separa questi due periodi manca un solo dato, che però non avremo forse mai; quello che servirebbe da anello di congiunzione tra la catena degli avvenimenti geologici e quella dei fatti storici: in altri termini, ci mancano le ultime pagine di questo grande libro della natura, in cui sono scritte a lettere chiare e incancellabili le vicende del globo, l'apparizione e la scomparsa di tante terre e di tante specie animali e vegetali; oppure le prime pagine degli annali di questa mescolanza di debolezza e ragione che si chiama uomo e che il creatore, nella sua saggezza infinita, pose sull'epidermide ancora fumante e appena condensata del pianeta solo quando le sue più grandi convulsioni erano arrivate alla fine. Solo allora la terra fu pronta a ricevere un simile ospite, creato tutto nudo e senza altra difesa che la sua inventività e l'istinto di conservazione.

Mi sia permesso di fare un passo indietro, per completare quanto ho detto sulla probabile epoca della rottura dello stretto di Bonifacio. Ho provato che questa si è verificata dopo la deposizione del terreno terziario; e ho creduto di poterla riferire all'epoca geologica che la scienza conosce come il "sollevamento delle Alpi occidentali". Ho anche detto che, a mio modo di vedere, questo grande movimento, o meglio questo vasto sconvolgimento dei continenti e dei mari, sarebbe stata la causa dei ciottoli che s'incontrano nella parte inferiore del grès quaternario. Infatti ho fatto notare che la presenza di questi ciottoli alla base di un deposito sempre così uniforme è un fatto pressoché generale nelle molte località dove ho trovato questo grès. Ricorderò ora che ho riconosciuto questi stessi caratteri sulla costa spagnola da Gibilterra a Cadice. Ne segue che il fenomeno geologico di cui stiamo parlando non può più essere limitato al bacino mediterraneo e che con ogni probabilità, nell'epoca in cui il mare depositava questo grès lungo la costa, la rottura dello Stretto di Gibilterra era già avvenuta.

Premesso questo, se il lettore getta uno sguardo sulla *Tavola III*, gli sarà facile osservare che questo stretto e soprattutto la costa africana da Ceuta a Tangeri e più ancora verso ovest hanno assunto una direzione conforme a quella che la costa della Sardegna presenta sul canale di Bonifacio: in effetti, questo canale si trova proprio sul prolungamento d'una retta che concorderebbe quasi esattamente con la direzione di queste coste.

L'identità di composizione e di giacitura che presenta il grès quaternario della costa spagnola bagnata dall'Oceano con i depositi simili del Mediterraneo sembra fornire una prova di questa contemporaneità di una rottura che avrebbe avuto luogo immediatamente dopo la deposizione degli strati basaltici della Sardegna: perciò, se mai ci fu un cambiamento di livello tra le acque dei due mari, in seguito alla rottura dello stretto di Gibilterra, questo livellamento si dovrebbe essere operato nell'epoca della deposizione del grès quaternario: non sarebbe dunque questa rottura ad aver messo a secco questi depositi; altrettanto si potrebbe dire a proposito dei tratti di scogliere calcaree forate dalle Folladi che si trovano oggi a livelli di gran lunga superiori a quelli attuali del mare.

Tuttavia debbo aggiungere che il piccolo numero di osservazioni rigorose che ho potuto fare sinora sulle tracce degli antichi livelli del mare non mi permette di trarre delle deduzioni d'una qualche fondatezza su un problema così importante come quello dell'abbassamento generale del livello del Mediterraneo. Occorrerebbero osservazioni molto più attente e soprattutto molto più numerose di quelle che ho potuto fare di persona nel piccolo numero di siti che ho visitato. Eppure credo che queste indicazioni aiuteranno un giorno a risolvere il problema del rapporto che esisteva un tempo fra i livelli del Mediterraneo e anche del Mar Nero e quelli che questi mari hanno attualmente, così come per il rapporto fra i livelli relativi di questi due mari e quello dell'Oceano.

Penso anche che, poiché in molte località quello che io chiamo il grès quaternario passa insensibilmente a una sabbia giallastra che diventa incoerente man mano che ci si allontana dalla spiaggia, un giorno si potrà fissare la data di nascita geologica (cioè relativa e non assoluta) dei grandi depositi di sabbia dell'Africa settentrionale, che molte considerazioni mi portano a riguardare come contemporanei dei grès quaternari.

Ma questo stesso grès, i cui depositi non oltrepassano mai, in generale, i 10 metri di altezza sul livello del mare, in alcuni punti della Sardegna nord-occidentale si trova dislocato, contorto e portato a più di 100 metri: è quanto ho osservato in particolare al *Monte Doglia* di *Alghero* e a *La Speranza*, a sud della stessa città. Sembra dunque che un sollevamento del suolo e anche un notevole sconvolgimento di questo grès si siano verificati in questa area in un momento posteriore alla deposizione di questi terreni e delle sabbie che li accompagnano.

Se ora passiamo dai dintorni di *Alghero* ai dintorni di *Cagliari* e sulla *Tavola II b, figura 9*, congiungiamo con due linee *AB, CD* queste due zone otterremo una direzione circa N 20° O - S 20° E, che sembra corrispondere a un movimento del globo conosciuto dagli scienziati come "sollevamento del Tènaro". Notiamo che tra queste due linee si trova compresa l'attuale importante pianura del *Campidano*, che all'inizio del quaternario doveva essere molto probabilmente ancora sommersa e coperta dalle acque marine.

Nel capitolo IX ho anche parlato del sollevamento che si verificò alle due estremità di questo lungo canale (o braccio di mare), in conseguenza del quale delle conchiglie marine, mescolate con frammenti di prodotti d'una attività lavorativa umana molto primitiva, sono state portate ad altezze più o meno notevoli. Ho anche parlato del ritrarsi di queste acque salate, che lasciarono in questa valle soltanto i laghi salati interni di *Sanluri*, *San Gavino* e *Serrenti*, ora in parte prosciugati dal lavoro dell'uomo; infine ho parlato degli stagni che comunicano ancora col mare alle due estremità di questa pianura. È utile confrontare questa lunga pianura, che reca ben manifeste le tracce di un lungo soggiorno delle acque marine, con quella molto più celebre e sulla quale sono ora puntati gli occhi di tutta Europa, cioè quella che separa le coste di Damietta da quelle del Mar Rosso. Nel Campidano sardo gli stagni di Sanluri, San Gavino e Serrenti con la loro dose di sale sono in qualche modo l'equivalente dei Laghi Amari dell'istmo di Suez. Gli strati di questa sostanza, le conchiglie marine, i depositi più recenti sono particolarità comuni a queste due lunghe valli aperte: anche la loro direzione, aggiungiamo, è pressoché la medesima.

Penso che lo sconvolgimento subìto dal grès quaternario del territorio di Alghero, cioè alla *Speranza* e a *Monte Doglia*, il sollevamento del Campidano, portato pressoché tutto in secco, il grande *Diluvium* a cemento rossastro che parte dal *Capo Mannu* per arrivare a *Sarroc*, coprendo il piede delle montagne che orlano il Campidano verso ovest, e infine il sollevamento delle spiagge conchiglifere di *Cagliari* e di *Cabras*, alle due estremità di questa grande linea, sono fatti che devono essere tutti riferiti ad un'unica causa geologica.

Questo fenomeno ha lasciato le sue tracce anche sulla costa sud-occidentale dell'isola, sollevando i terreni quaternari di *Porto Paglia*, *Gonnesa*, *Monte Zari*, che sono in generale fratturati e tormentati: essi si trovano situati su una stessa linea *EF* diretta N 20° O, disegnata anch'essa nella *figura 9*. Si sa che gli effetti d'un movimento del suolo in questa stessa direzione sono stati segnalati anche in Italia e soprattutto in Grecia (di qui il suo nome di "sollevamento del Tènaro").

La breccia di Monreale. Sono propenso a riferire a questa stessa causa la formazione della breccia ossifera di Monreale di Cagliari, perché insieme con i resti ossei vi ho trovato le conchiglie marine che sono gli "abitanti" più caratteristici e più numerosi della "spiaggia sollevata" di Cagliari. Voglio parlare del *Mytilus edulis* (vedi nella *Tavola VII, figure 28* e *29*). Queste conchiglie sono incrostate della stessa materia calcareo-argillosa che forma il cemento della breccia ossifera; alcuni frammenti ossei aderiscono ancora alle valve delle conchiglie.

Ma il cemento rossastro che ho segnalato al disopra del grès quaternario di *Is Mesas* (capitolo IX) è lo stesso di quello della

breccia ossea cagliaritana. Ho già detto, parlandone, che vicino alla costa questo cemento grigiastro avvolge delle conchiglie marine ancora fresche (*k 17, 18*) e che man mano che si sale verso il Monreale vede sostituirsi, alle conchiglie marine, delle conchiglie terrestri (*k 19*); mentre vicino alla sommità del monticello in questione avvolge i frammenti ossei della breccia: è là che ho raccolto le conchiglie marine incrostate del cemento della breccia, con delle piccole ossa.

Questa stessa terra argillo-calcarea rossastra forma più lontano, verso nord, cioè al *Monte della Pace*, una crosta che copre il terreno terziario; essa si lascia vedere soprattutto a est e al piede della collina di Cagliari, in particolare nella località detta *Is Steddadus* (vedi al capitolo IX). Ricorderò anche che ho segnalato dei depositi di terra rossa simile a questa nelle Baleari, a Cadice e al vicino forte di Sancti Petri; si trovano sempre nella parte superiore del grès quaternario, quando esiste. Penso anche che in una categoria analoga si può collocare una terra rossa che ho visitato (ma solo di passaggio) nella stessa città di Orano, dove sembrava avere una giacitura analoga a quella delle altre terre di questo colore di cui parlavamo.

Nella *Tavola IV*, il punto *A* segna il punto occupato dalla breccia ossea di Monreale, di cui si può riconoscere l'esatta posizione topografica. Questo amalgama di frammenti ossei diversi mi sembra essere stato prodotto da una specie di diga naturale che probabilmente si era formata al punto di congiunzione tra il monticello di Monreale e l'attigua collina di *Monte Urpinu*, che è più allungata e che taglia la prima quasi ad angolo retto. Questi due monticelli terziari sono separati a metà della loro altezza attuale da una depressione al disopra della quale, sulla collina di Monreale, sono state ammucchiate alla rinfusa, nelle cavità e nelle fessure della *pietra forte*, le spoglie e le ossa di animali diversi, che hanno concorso alla formazione di questo singolare deposito. Questa depressione o, se si vuole, questa specie di sella e la diga si vedono molto distintamente nella *Tavola IV* così come nella *figura 50* del capitolo VII.

Penso che l'ammasso di questi resti ossei, che in questi crepacci si è ovviamente formato dall'alto verso il basso, deve essere attribuito in gran parte a una inondazione, cioè a un cataclisma locale originato molto probabilmente dalla stessa causa che ha sollevato la spiaggia conchiglifera delle colline vicine e che ha provocato la formazione degli stagni salati interni. Questi resti di animali di ogni specie sarebbero stati trattenuti in questo punto dalla diga di cui dicevamo; essi sarebbero penetrati nei vuoti della *pietra forte* dove si erano già depositati alcuni strati di ferro limonitico in grani. Questa è, secondo me, l'origine di questa breccia ossea che i lavori dei fabbricanti di calce hanno ora completamente distrutto (nella *Tavola VII* è rappresentata così com'era un tempo).

Si vede dunque che io suppongo la formazione della breccia ossifera di Monreale come effetto di una causa locale che potrebbe essersi anche prodotta dopo l'insediamento dell'uomo in queste contrade; è quanto è stato supposto anche per altri luoghi d'Europa in cui si è manifestata l'azione del "sollevamento del Tènaro". Di conseguenza, nulla di più naturale che trovare anche dei frammenti di ossa umane nella nostra breccia, dal momento che essa racchiude dei resti di animali di specie tutte proprie della nostra era; d'altra parte la presenza del *Mytilus edulis* avvicina questo deposito a quello della spiaggia sollevata con vasellame.

Ma può anche darsi che l'inondazione che io ipotizzo si sia verificata nel Campidano di Cagliari in seguito all'abbassamento del suolo che ha prodotto l'isolamento dei laghi salati interni e che ha portato a 70 metri d'altezza le conchiglie marine con i frammenti di vasellame potrebbe non essere stata di tali dimensioni che gli uomini che abitavano qui non si siano potuti salvare. Del resto, le acque in cui vivevano le conchiglie sollevate dovevano essere in quell'epoca basse e col fondo melmoso, per essere adatte all'esistenza del *Mytilus edulis*, della *Pinna rudis*, del *Cerithium vulgatum*, della *Venus decussata* e di molte altre specie di molluschi che vivono oggi nelle lagune e anche negli stagni vicini e che troviamo abbondantissimi nelle spiagge sollevate dei dintorni di Cagliari.

Non ignoro che lungo tutto il litorale del Mediterraneo e anche alla sua estremità occidentale che s'affaccia verso l'Oceano, per esempio a Gibilterra, si trovano spesso delle brecce ossifere assolutamente simili a quella di Cagliari e che sembrano tutte coeve, soprattutto se si pone mente alla qualità dei detriti che racchiudono. (Le brecce ossifere più conosciute delle rive del Mediterraneo sono quelle dell'Olivetto di Pisa, di Nizza e di Villafranca. Si parla di brecce simili anche a Antibes, Cette, Gibilterra, Orano, Siracusa e soprattutto Palermo. A oriente se ne trovano nelle isole di Cerigo e di Candia e in alcuni siti della Morea). Si è dunque tentati di credere che questi depositi debbano la loro esistenza a una causa comune, che potrebbe essere collegata agli antichi confini e all'antico livello del Mediterraneo.

L'apparizione dell'uomo. Quanto alle società umane che vennero originariamente ad abitare sui bordi di questo mare e nelle isole principali, e che potrebbero aver lasciato dei segni della loro esistenza nelle spiagge sollevate e nelle brecce in questione, ci mancano gli elementi per collegare quest'ultimo periodo geologico con la prima pagina della storia dell'uomo sulla terra. Non si può fare altro che ripetere quello che scriveva due secoli fa Michel de Montaigne: "È opinione media e dolce che la nostra sufficienza può condurci sino alla conoscenza di alcune cose e che essa ha una certa misura di potenza oltre la quale è temerario tentare di impiegarla. Questa opinione ha una sua razionalità ed è sostenuta da gente di buonsenso: ma è malagevole porre dei limiti al nostro spirito, che è curioso e avido e non ha la possibilità di fermarsi a cinquanta passi invece che a mille".

Perciò, invece di lanciarmi in congetture più o meno azzardate su questo periodo che resta sconosciuto all'uomo, porrò un punto fermo non solo a questo capitolo ma anche all'intera terza parte del *Voyage*: felice se la descrizione geologica d'una terra collocata in un punto così conveniente del Mediterraneo potrà essere di qualche utilità sia a quest'isola che ho visitato e abitato a più riprese a titoli ben differenti, ma sempre con interesse e affetto, sia alla scienza, che ha occupato il tempo libero della mia maturità e alla quale ho consacrato quello della mia vecchiaia.

TABLEAU GÉNÉRAL DES DIRECTIONS DES STRATES, DES COUCHES

Division de la Boussole de 5 en 5 Dégrés	ROCHES FEUILLETÉES ET SÉDIMENTAIRES														
	TERRAINS CRISTALLINS				TERRAINS SILURIENS				TERRAINS STRATIFORMES						
		SCHISTES			SCHISTES ET GRAUWACHES						CRÉTACÉ		TERTIAIRE		
	Gneiss	Micacés	Talqueux	Cipolin	de l'Ouest	de l'Est	Quarzites	Calcaire	Carbo-nifére	Juras-sique	Neocomⁿ	Hyppurit	Inférieur	Moyen	Supérieur
O 5° N															
O 10° N				1									1		2
O 15° N															
O 20° N			1			1									
N N O			1		6	7		3	9	5		5	1		
O 25° N		1	1												
O 30° N			1									1			
O 35° N															2
O 40° N			2					1							
N O		3			21	26		11	15	6	1	3	3		9
N 40° O	1	1				1									
N 35° O					2	1		3							
N 30° O						2									1
N 25° O					2	1									
O N O			1		1	6		1	3			1			
N 20° O					3										
N 15° O								2	1						
N 10° O	1									1					1
N 5° O										1					
N S		1			6	9	2	10	4	10		4			4
N 5° E									2						1
N 10° E	1					2		3				1			
N 15° E															
N 20° E															
N N E			1			2		5	5	3	2	1			3
N 25° E															1
N 30° E						1		1				1			1
N 35° E															
N 40° E															1
N E		8		1	8	6		7	7	6	1	7	1		3
E 40° N			1							1					1
E 35° N															
E 30° N	3											1			
E 25° N						1									
E N E					2	4		1	4		1	1	1		1
E 20° N							1								
E 15° N	1											1			
E 10° N					1	1		1	3		1				
E 5° N		1													
E O			1		2	8		3		2		2	1		
Total	7	15	10	2	54	79	3	52	53	35	6	29	8		31

Tavola i. Tabella generale delle direzioni degli strati, delle colate, e dei filoni, osservati con la bussola dall'autore. Rocce scistose e sedimentarie - Rocce eruttive e di sublimazione

…T DES FILONS, OBSERVÉES À LA BOUSSOLE PAR L'AUTEUR

ROCHES ÉRUPTIVES ET DE SUBLIMATION

…tes Strati-formes	Trachy-tes Stra-tiformes	FILONS DE Pegma-tite	Porphyre Carbonifère*	Porphyre rouge	Stéatite	Diorite	Basalte	Quartz	Baryte	Antimoi-ne	Plomb	Fer	Cuivre	Total	Report des Roches Sédimentaires	Total général
									1		1	2		4	4	8
							1							1		1
								1			1			2	2	4
1	1	1	4	3				1	1	1	3			16	37	53
										1				1	2	3
												1		1	2	3
				1										1	2	3
											1			1	3	4
2	4	2	3	2			1	3		2	2	10	1	32	98	130
				3										3	3	6
															6	6
											1	1		2	3	5
				1										1	3	4
	1		2	1							2	1		7	13	20
1		1		2				3				1	1	9	3	12
				2		1								3	3	6
				2				1						3	3	6
															1	1
2	1			2	1	3		3	5		6	5	1	29	50	79
				2		2								4	3	7
1				1		2	2				1	1		8	7	15
						10		1						11		11
						3					1		1	5		5
1	1		1					3			2			8	22	30
				1		1					1	1		4	1	5
							1					3		4	4	8
													1	1	1	2
2	7			1		1		12	2		4	8	1	38	55	93
	1										1	1		3	3	6
1						1					1	2		5	4	9
						2						1		3	1	4
								1			4	2		7	15	22
	2							3						5	1	6
											3			3	2	5
											1			1	7	8
											1			1	1	2
	2		1				1	5	2		4	13	1	29	19	48
11	20	4	11	24	1	26	6	37	11	4	41	53	7	256	384	640

*Nous entendons sous le nom de Porphyre Carbonifère celui qui accompagne l'Anthracite de Seui et de Seulo

* Con il termine di Porfido Carbonifero intendiamo la roccia che si accompagna all'Antracite di Seui e Seulo.

Appendice

DIDASCALIE DELLE TAVOLE DEI FOSSILI

Il Lamarmora, nell'edizione del 1856 dell'ATLANTE -PARTE III, relativa alla Geologia della Sardegna, inserì otto Tavole di Fossili di varie epoche geologiche, più la Tavola VII sulla breccia ossifera del colle di Bonaria a Cagliari. Nella carta velina posta a protezione di queste nove stampe, che una volta sollevata andava a posizionarsi a lato delle medesime, fu inserita anche la legenda di tutti i fossili riprodotti.

Non è stato ritenuto di inserire tali parti nel volume, ma in questa Appendice il lettore interessato a visualizzare l'Atlante Geologico nella sua completezza può trovare la stampa anastatica dei nove testi originari, e la relativa traduzione. Sotto il testo in francese viene riportata, per comodità, anche la stampa di riferimento (ridotta); sotto, il numero di pagina dove andare a vederla a grandezza naturale, nel testo.

I numeri di pagina del testo in anastatico si riferiscono al volume ottocentesco, cioè quello originario in francese; ovviamente non corrispondono, nella presente opera, alle pagine dove sono descritti i relativi fossili.

EXPLICATION DE LA PLANCHE *A.*

FOSSILES SILURIENS.

Fig. 1. **Murchisonia** sp. ind. Moule intérieur p. 101. (*)

Fig. 2. **Spirifer terebratuliformis** M^c Coy p. 102.

2 *a*, *a'*. Moule intérieur de la valve dorsale, vu des deux côtés.

2 *b*. Autre moule semblable, avec un moule intérieur de valve ventrale.

2 *c*. Empreinte extérieure d'une valve ventrale.

2 *d*. Section d'un moule de valve dorsale.

2 *d'*. Trou laissé par l'apophyse cardinale de ce dernier, grossi du double.

2 *e*. Moule intérieur de valve ventrale.

Fig. 3. **Spirifer** sp. ind. Moule intérieur p. 106.

Fig. 4. **Orthis elegantula** Dalm.? Moule intérieur de valve dorsale p. 106.

Fig. 5. **Idem**. Moule intérieur de valve ventrale.

Fig. 6. **Orthis testudinaria** Dalm. p. 108.

6 *a*, *b*. Moules intérieurs de la valve dorsale.

6 *c*. Moule intérieur de valve ventrale.

Fig. 7. **Idem**. Moule isolé, vu des deux côtés.

Fig. 8. **Orthis Noctilio** Sharp. p. 114.

8 *a*, *b*, *d*. Modèles extérieurs de la valve ventrale; et Moule intérieur.

8 *c*, *f*. Moules intérieurs de valve dorsale.

8 *g*. Modèle extérieur de portion de la valve dorsale.

Fig. 9. **Orthis testudinaria** Dalm. p. 108.

9 *a*, *b*, *c*. Modèles extérieurs et *d* moule intérieur de valve ventrale.

9 *e*, *f*, *g*. Idem de valve dorsale.

Fig. 10. **Orthis miniensis** Sharp. p. 119.

10 *a*, *b*. Modèles extérieurs de valve dorsale.

10 *c*, *d*. Modèles extérieurs de valve ventrale.

Fig. 11. **Orthis sardoa** nov. sp. Modèle extérieur de valve dorsale p. 121.

Fig. 12. **Orthis Patera** Salt. p. 124.

12 A. Morceau de schiste avec des moules et des empreintes de valve dorsale *a* et *b'*, et de valve ventrale *b*.

12 B *a*. Moule intérieur de valve dorsale (avec une empreinte *b* du crinoïde fig. 24).

12 *c*, *e*. Empreintes et moule de valve ventrale.

12 *d*. Moule intérieur de valve dorsale.

Fig. 13. **Orthis pentamera** nov. sp. p. 129.

13 *a*, *b*. Moule de la valve dorsale vu de front et de flanc.

13 *a'*. Le même grossi du double.

Fig. 14. **Orthisina inflexa** Davids. p. 131.

14. *a*, *a'*. Empreinte de valve ventrale.

14 *b*. Idem de valve dorsale.

Fig. 15. **Orthisina intermedia** nov. sp. p. 133.

15 *a*, *b*. Empreintes et *d*. moule intérieur de valve dorsale.

15 *c*. Empreinte de valve ventrale.

Fig. 16. **Orthis Noctilio** Sharp. Moule isolé vu de différentes manières p. 114.

Fig. 17. **Leptaena trimera** nov. sp. p. 136.

17 *a*. Moule intérieur de valve ventrale.

17 *b*. Empreinte extérieure de la même, de grandeur naturelle.

17 *b'*. La même grossie du double.

Fig. 18. **Leptaena** sp. ind. Empreinte extérieure de valve ventrale p. 138.

Fig. 19. **Leptaena productoidea** nov. sp. p. 139.

19 *a*. Moule intérieur de valve ventrale.

19 *b*. Le même vu de flanc.

19 *b'*. Le même grossi du double.

Fig. 20. **Lingula** sp. ind. p. 141.

20 *a*. Moule intérieur grossi du double.

20 *a'*. Longueur réelle.

Fig. 21. **Enallopora Chartersi** nov. sp. p. 141.

21 *a*. Fossile dans la roche, de grandeur naturelle.

21 *a'*. Rameau du même, grossi dix fois.

Fig. 22. **Caryocrinus?** sp. ind. Plaque de grandeur naturelle p. 143.

Fig. 23. **Schyphocrinus** sp. ind. Empreinte laissée dans la roche par une portion de tige p. 146.

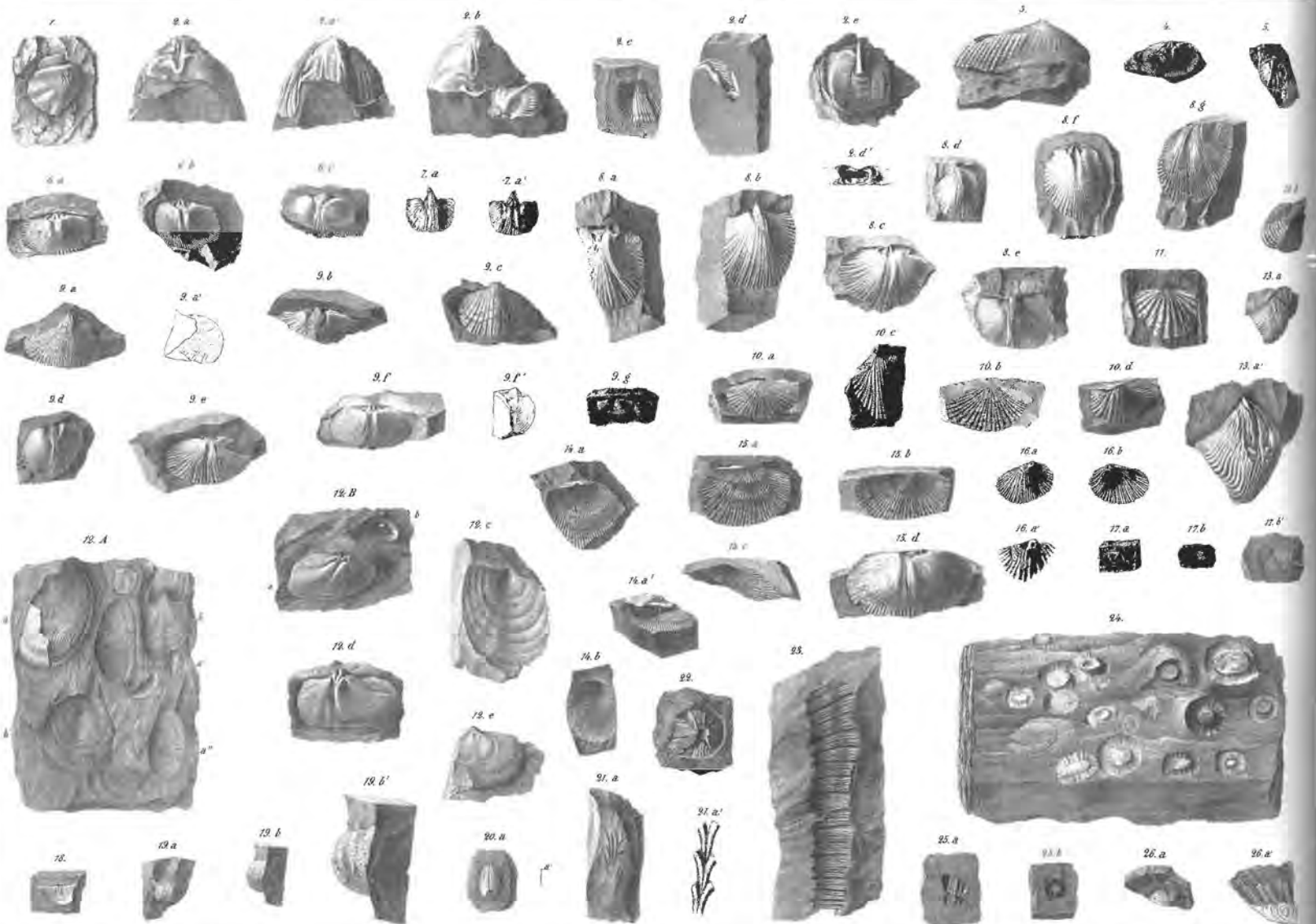
Fig. 24. **Idem**. Empreintes de surfaces articulaires, dans un fragment de roche schisteuse, où l'on voit aussi des empreintes de l'**Orthis Patera** p. 146.

Fig. 25. **Schyphocrinus** sp. ind. *a*, *b*. Moules et vides laissés dans la roche par des tronçons de tige p. 147.

Fig. 26. **Favosites** sp. ind. *a*. Fragment adhérent à la roche, de grandeur naturelle p. 149.

26 *a'*. Portion du même fragment, isolée et grossie cinq fois.

(*) Les pages citées dans ces feuilles sont celles du Tome II de cette troisième partie du *Voyage en Sardaigne* (Voyez Paléontologie).

(vedi pagina 36-37)

LEGENDA DELLA TAVOLA A

FOSSILI SILURIANI

Fig. 1. *Murchisonia* sp. ind. parte interna (le pagine qui citate sono quelle del volume II di questa terza parte del Voyage en Sardaigne - vedi Paleontologia)

Fig. 2. *Spirifer terebratuliformis* M. COY.
2 *a, a'*. Parte interna della valva interna dorsale, vista dai due lati.
2 *b*. Altra parte simile, con una parte interna di valva ventrale.
2 *c*. Impronta esterna di una valva, lato ventrale.
2 *d*. Sezione di una parte di valva dorsale.
2 *d'*. Foro prodotto dall'apofisi cardinale di quest'ultimo, ingrandito del doppio.
2 *e*. Parte interna di valva, lato ventrale.

Fig. 3. *Spirifer* sp. ind. Forma interna

Fig. 4. *Orthis elegantula* DALM? Parte interna di valva dorsale.

Fig. 5. Idem. Parte interna di valva ventrale.

Fig. 6 *Orthis testudinaria* DALM.
6 *a, b*. Forme interne di valva dorsale.
6 *c*. Parte interna di valva ventrale.

Fig. 7. Idem. Forma isolata, vista dai due lati.

Fig. 8. *Orthis noctilio* SHARP.
8 *a, b, d*. Campione del lato esterno della valva ventrale; e forma interna.
8 *c, f*. Forme interne di valve dorsali.
8 *g*. Campione esterno parziale della valva dorsale.

Fig. 9. *Orthis testudinaria* DALM.
9 *a, b, c*. Campione del lato esterno e forma interna di valvola ventrale.
9 *e, f, g*. Idem, di valva dorsale.

Fig. 10. *Orthis miniensis* SHARP.
10 *a, b*. Forma esterna di valva dorsale.
10 *c, d*. Campioni dei lati esterni della valva ventrale.

Fig. 11. *Orthis sardoa* nuova sp. Campione del lato esterno della valva dorsale.

Fig. 12. *Orthis patera* SALT.
12 *A*. Pezzo di scisto con parti ed impronte di valva dorsale *a, b'*, e di valva ventrale *b*.
12 *B a*. Forma interna di valva dorsale (con un'impronta *b* di crinoide fig. 2 *b*)
12 *c, e*. Impronte e forma del lato ventrale della valva.
12 *d*. Forma interna di valva dorsale.

Fig. 13. *Orthis pentamera* nuova sp.
13 *a, b*. Forma della valva dorsale, vista di fronte e di fianco.
13 a'. Idem ingrandita del doppio.

Fig. 14. *Orthisina inflexa* DAVIDS.
14 *a, a'*. Impronta di valva ventrale
14 b. Idem, di valva dorsale.

Fig. 15. *Orthisina intermedia* nuova sp.
15 *a, b*. Impronte e, *d*, forma di valva dorsale.
15 *c*. Impronta di valva ventrale.

Fig. 16. *Orthis noctilio* SHARP. Forma isolata, vista da diversi punti.

Fig. 17. *Leptaena trimera* nuova sp.
17 *a*. Forma interna della valva ventrale.
17 *b*. Impronta esterna della stessa, a grandezza naturale.
17 *b'*. La stessa, ingrandita del doppio.

Fig. 18. *Leptaena* sp. ind. Impronta esterna di valva ventrale.

Fig. 19 *Leptaena productoidea*, nuova sp.
19 *a*. Forma interna di valva ventrale.
19 *b*. La stessa, vista di lato.
19 *b'*. Idem, ingrandita del doppio.

Fig. 20. *Lingula* sp. ind.
20 *a*. Forma interna, ingrandita del doppio.
20 *a'*. Dimensioni reali.

Fig. 21. *Enallopora chartersi* nuova sp.
21 *a*. Fossile inserito nella roccia, a grandezza naturale.
21 *a'*. Ramo dello stesso, ingrandito dieci volte.

Fig. 22. *Caryocrinus* ? sp. ind. Placca a grandezza naturale.

Fig. 23. *Schyphocrinus* sp. ind. Impronta lasciata sulla roccia da una parte del gambo.

Fig. 24. Idem. Impronte di superfici articolari, in un frammento di roccia scistosa, dove si osservano anche impronte dell'*Orthis patera*.

Fig. 25. *Schyphocrinus* sp. ind. *a, b*. Forme e cavità lasciati nella roccia da parti di gambo.

Fig. 26. *Favosites* sp. ind. *a*. Frammenti attaccato alla roccia, a grandezza naturale.
26 *a'*. Porzione dello stesso frammento, isolata e ingrandita 5 volte.

EXPLICATION DE LA PLANCHE *B.*

FOSSILES SILURIENS.

Fig. I, II, III. Trois fragments de schiste noir (de Goni), remplis d'empreintes argentées de plusieurs espèces de Graptolites p. 153.

Fig. I 1. **Graptolithus antennulatus** nov. sp. p. 156.
I 1, 1 *a*, 1 *b*. Le même, grossi du double.

Fig. I, II, III 2. **Graptolithus Lamarmorae** nov. sp. p. 159.
I 2 *a*, 2 *b*, 2 *c*; II 2 *d*; III 2 *e*. Portions du même, grossies du double.

Fig. I. III 3. **Graptolithus colonus** Barr.? p. 163.
I 3 *a*, 3 *c*; III 3 *b*. Portions du même, grossies du double.

Fig. I, II, III 4. **Graptolithus belophorus** nov. sp. p. 165.
I 4 *b*; II 4 *a*. Portions du même, grossies du double.

Fig. I 5. **Graptolithus hemipristis** nov. sp. p. 168.
I 5 *a*, 5 *b*, 5 *c*, 5 *d*. Portions du même, grossies du double.

Fig. I, II 6. **Graptolithus Gonii** nov. sp. p. 170.
I 6 *b*, 6 *c*; II 6 *a*. Fragments du même, grossis du double.

Fig. II et III 7. **Graptolithus falcatus** nov. sp. p. 172.
II 7 a; III 7 *b*, 7 *b'*, 7 *c*. Fragments du même, grossis du double.

Fig. II 8. **Graptolithus mutaliferus** nov. sp. p. 175.
II 8 *a*, 8 *b*, 8 *c*. Portions du même, grossies du double.

Fig. II, III 9. **Graptolithus Priodon** Barr. sp. p. 178.
II 9 *a*; III 9 *b*. Portions du même, grossies du double.

Fig. III 10. **Graptolithus (Diprion)** sp. ind. Empreinte très-imparfaite, à courbure peu sensible p. 180.
III 10. Une partie du même, grossie du double.

Fig. 11. **Graptolithus (Diprion)** sp. ind. Portion isolée et grossie du double p. 181.

Fig. 12. **Orthis** sp. ind. Moule intérieur de valve dorsale, très-imparfait p. 88.

Fig. 13. **Caryocrinus?** sp. ind. Fragments spathisés dans un calcaire noir p. 151.

Fig. 14. **Caryocrinus?** sp. ind. Morceau de grauwacke dont la surface est couverte d'empreintes articulaires de ce crinoïde p. 183.

Fig. 15. **Schyphocrinus** sp. ind. p. 152.
Epithonium enclavé dans la roche, de grandeur naturelle.
15 *a*. Section produite par la cassure, grossie du double.

Fig. 16. **Favosites** sp. ind. Échantillon enclavé dans la roche, de grandeur naturelle p. 98.
16 *a*. Le même, vu de l'autre côté, où il a été scié avec la pierre qui l'enveloppe.

Fig. 17. **Tentaculites? costulatus** nov. sp. Fossile adhérent à la roche, grossi du double p. 90.
17 *a*. Longueur réelle du fossile.

Fig. 18. **Ptilodictya simplex** nov. sp. Échantillon adhérent à la roche, grossi du double p. 92.
18 *a*. Une partie de sa surface, isolée et grossie dix fois.

Fig. 19. **Ptilodictya? lobata.** Échantillon adhérent à la roche, de grandeur naturelle p. 93.
19 *a*. Fragment du même, isolé et grossi du double.

Fig. 20. **Stictopora prysmatica** nov. sp. Fragment adhérent à la roche, grossi quatre fois p. 93.
20 *a*. Longueur réelle du fragment.

Fig. 21. **Ceriopora? limarioïdes** nov. sp. Fragment adhérent à la roche, grossi du double p. 94.
21 *a*. Longueur réelle du fragment.

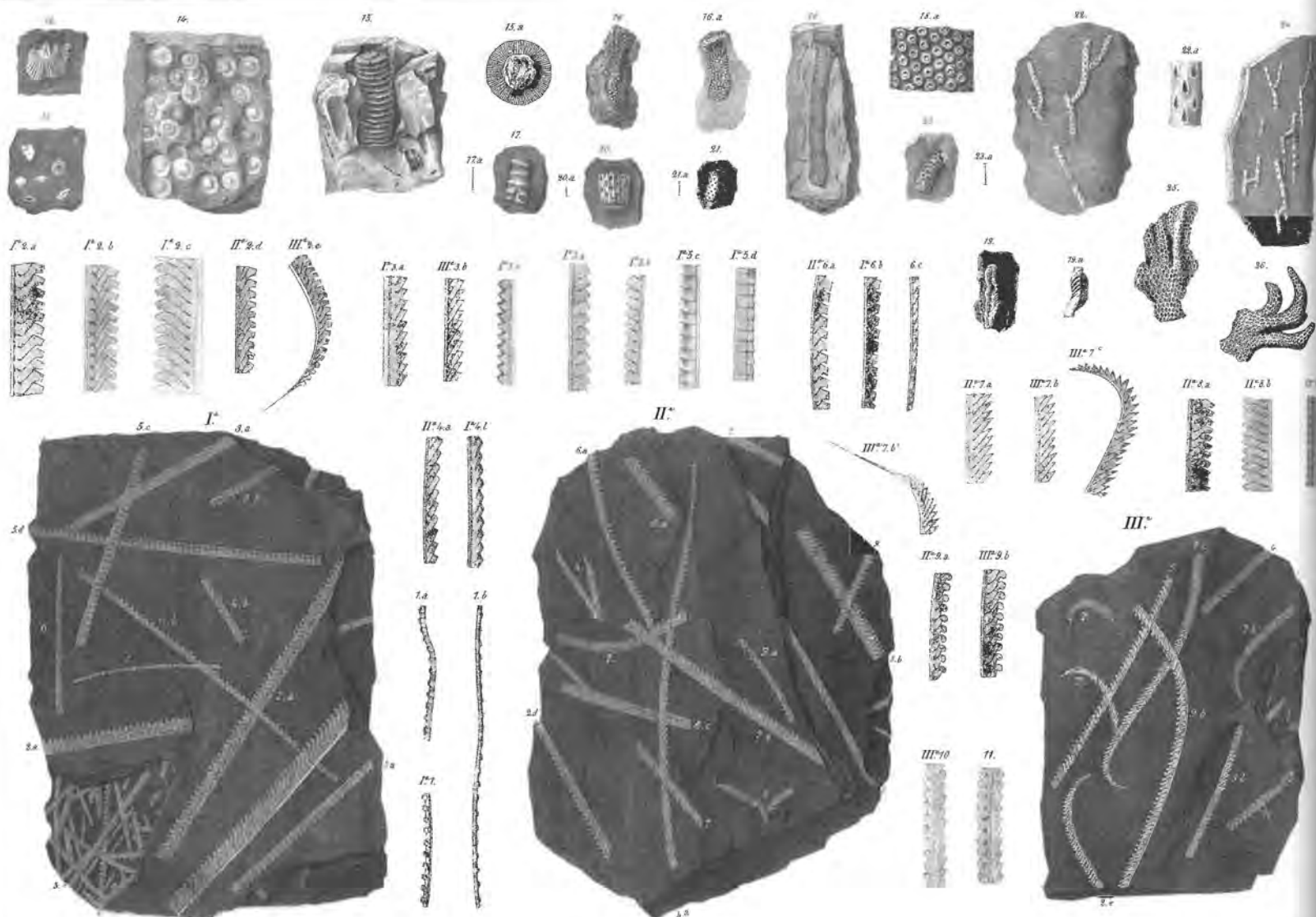
Fig. 22. **Dendropora suffruticosa** nov. sp. Restes tels qu'ils ont été mis à nu par la décomposition de la roche, grossis du double p. 96.
22 *a*. Fragment isolé, grossi dix fois.

Fig. 23. **Ceriopora? foraminosa** nov. sp. Fragment grossi deux fois, enclavé dans la roche p. 95.
23 *a*. Longueur réelle du fragment.

Fig. 24. **Fenestella?** sp. ind. Restes épars sur la surface corrodée de la roche, grossis du double p. 97.

Fig. 25. **Alveolites? lobata** nov. sp. Moule d'une impression de ce fossile p. 99.

Fig. 26. **Idem.** Autre moule à extrémités digitées p. 99.

(vedi pagina 38-39)

LEGENDA DELLA TAVOLA B

FOSSILI SILURIANI

Fig. I, II, III. Tre frammenti di scisto nero (di Goni), coperti da impronte di aspetto argentato di varie specie di graptoliti.

Fig. I 1. *Graptolithus antennulatus* nuova sp.
I 1, I *a*, 1 *b*. Lo stesso, ingrandito del doppio.

Fig. I, II, III 2. *Graptolithus lamarmorae* nuova sp.
I 2 *a*, 2 *b*, 2 *c*; II 2 *d*; III 2 *e*. Porzioni dello stesso, ingrandite del doppio.

Fig. I, III 3. *Graptolithus colonus* BARR?
I 3 *a*, 3 *c*; III 3 *b*. Porzioni dello stesso, ingrandite del doppio.

Fig. I, II, III 4. *Graptolithus helophorus* nuova sp.
I 4 *b*; II 4 *a*. Porzioni dello stesso, ingrandite del doppio.

Fig. I 5. *Graptolithus hemipristis* nuova specie.
I 5 *a*, 5 *b*, 5 *c*, 5 *d*. Porzioni dello stesso, ingrandite del doppio.

Fig. I, II, 6. *Graptolithus gonii*, nuova sp.
I 6 *b*, 6 *c*; II 6 *a*. Frammenti dello stesso, ingranditi del doppio.

Fig. II e III 7. *Graptolithus falcatus* nuova sp.
II 7 *a*; III 7 *b*, 7 *b'*, 7 *c*. Frammenti dello stesso, ingranditi del doppio.

Fig. II 8. *Graptolithuis mutuliferus*, nuova sp.
II 8 *a*, 8 *b*, 8 *c*. Porzioni dello stesso, ingrandite del doppio.

Fig. II, III 9. *Graptolithus priodon* BRN.
II 9 *a*; III 9 *b*. Porzioni dello stesso, ingrandite del doppio.

Fig. III 10. *Graptolithus (diprion)* sp. ind. Impronta molto imperfetta, con curvatura poco marcata.
III 10. Una parte dello stesso, ingrandita del doppio.

Fig. 11. *Graptolitus (diprion)* sp. ind. Porzione isolata, ingrandita del doppio.

Fig. 12. *Orthis* sp. ind. Forma interna di valva dorsale, molto imperfetta.

Fig. 13. *Caryocrinus* ? sp. ind. Frammento cristallizzato in un pezzo di calcare nero.

Fig. 14. *Caryocrinus* ? sp. ind. Pezzo di roccia grovacca, la cui superficie è coperta di impronte articolari di questo crinoide.

Fig. 15. *Schyphocrinus* sp. ind.
S. epithonium incastrato nella roccia a grandezza naturale.
15 *a*. Sezione prodotta dalla rottura, ingrandita del doppio.

Fig. *16*. *Favosites* sp. ind. Campione incastrato nella roccia, a grandezza naturale.
16 *a*. Lo stesso, visto dal lato opposto, separato con la pietra che lo conteneva.

Fig. 17. *Tentaculites ? costulatus* nuova sp. Fossile che aderisce alla roccia, ingrandito del doppio.
17 *a*. Fossile a grandezza reale.

Fig. 18. *Ptilodictya simplex* nuova sp. Campione attaccato alla roccia, ingrandito del doppio.

Fig. 19. *Ptolidictya ? lobata*. Campione attaccato alla roccia, a grandezza naturale.
19 *a*. Frammento dello stesso, isolato e ingrandito del doppio.

Fig. 20. *Stictopora prysmatica* nuova sp. Frammento attaccato alla roccia, ingrandito quattro volte.
20 *a*. Idem: la sua lunghezza reale.

Fig. 21. *Ceriopora ? limarioides* nuova sp. Frammento attaccato alla roccia, ingrandito del doppio.
21 *a*. Idem: la sua lunghezza reale.

Fig. 22. *Dendropora suffruticosa* nuova sp. Resti, così come si presentano dopo la decomposizione della roccia, ingranditi del doppio.
22 *a*. Frammento isolato, ingrandito dieci volte.

Fig. 23. *Ceriopora ? foraminosa* nuova sp. Frammento ingrandito due volte, inserito nella roccia.
23 *a*. Idem, lunghezza reale.

Fig. 24 *Fenestella* ? sp. ind. Resti sparsi sulla superficie erosa della roccia, ingrandito del doppio.

Fig. 25. *Alveolites ? lobata* nuova sp. Forma derivata dall'impronta lasciata sulla roccia da questo fossile.

Fig. 26. Idem. Altra forma dell'estremità della roccia, ingrandito del doppio.

Fig. 25. *Alveolites ? lobata* nuova sp. Forma derivata dall'impronta lasciata sulla roccia da questo fossile.

Fig. 26. Idem. Altra forma delle estremità digitiformi.

EXPLICATION DE LA PLANCHE *C*.

FOSSILES SILURIENS.

Fig. 1 *a.* **Orthoceras** sp. ind. Section longitudinale d'un échantillon enclavé dans la pierre, poli à la meule p. 185.

1 *b.* Section d'un fragment de la partie postérieure de la même espèce.

Fig. 2. **Orthoceras** sp. ind. Figure de la section longitudinale, qui était, comme les précédentes, enclavée dans la roche p. 185.

Fig. 3 *a.* **Orthoceras fluminense** nov. sp. Aspect naturel du fragment enclavé dans la roche p. 188.

3 *b.* Partie de la surface, isolée et grossie du double.

3 *c.* Section transversale obtenue par la meule.

Fig. 4 *A.* **Orthoceras grande** nov. sp. (Ce fossile est figuré au rebours par les raisons indiquées page 191), avec plusieurs fragments d'autres espèces enclavées dans un morceau de calcaire silurien p. 189.

4 *a.* Tête d'une chambre d'un tronçon plus gros.

4 *a'.* Section longitudinale de ce même tronçon.

Fig. 4 *A b.* **Orthoceras subconoideum** nov. sp. Tronçon adhérent à la pièce *A*, qui renferme dans la dernière chambre des fragments d'une autre espèce d'Orthocère p. 192.

4 *b'.* Section transversale du même, usée à la meule.

4 *b''.* Section longitudinale d'une partie du même tronçon, dans lequel se trouve accidentellement enclavé un individu de l'O. **simplex**.

4 *b'''.* Section longitudinale d'un autre fragment de la même espèce.

Fig. 4 *A c.* **Orthoceras simplex** Desn. (Pour le tronçon de ce fossile enclavé dans l'O. **subconoideum**, voyez ci-dessus 4 *A b*, 4 *b'*, 4 *b''*). Jeune individu adhérent à la roche p. 194.

4 *c'.* Tête d'une chambre, détachée.

4 *c''.* Section longitudinale avec le tube siphonal.

4 *A d.* Fragment qui laisse voir la surface du test régulièrement striée.

Fig. 5. 5 *a.* Tronçon appartenant presqu'en totalité à la dernière loge de la même espèce.

5 *a'.* Section longitudinale de son extrémité inférieure.

5 *a''.* Section transversale de l'avant-dernière chambre.

Fig. 6. **Orthoceras bohemicum** Barr. Tronçon engagé dans la roche, dans lequel on ne voit qu'une partie du test, tandis que le moule intérieur est plus visible p. 197.

6 *a.* Section longitudinale de la partie inférieure.

6 *a'.* Section transversale.

6 A *b.* **Avicula** sp. ind. p. 221.

Fig. 7 *a.* **Orthoceras canonicum** nov. sp. Tronçon isolé, tel qu'on le voit à l'œil nu p. 199.

7 *a'.* Portion du même, vue du côté du dos et grossie du double.

7 *a''.* Section longitudinale, de grandeur naturelle.

7 *a'''.* Section transversale.

Fig. 8 *a.* **Orthoceras** sp. ind. Tronçon de grandeur naturelle p. 201.

8 *a'.* Section transversale, appartenant à la dernière chambre.

Fig. 9 *a.* **Orthoceras submoniliforme** nov. sp. Fragment isolé, de grandeur naturelle p. 202.

9 *b.* Section longitudinale d'un fragment de moule enclavé dans la roche.

9 *b'.* Section transversale.

Fig. 10 A *a.* **Orthoceras subtrochleatum** Münst.? Fragment engagé dans la roche qui est pétri de fragments d'Orthocères de plusieurs espèces p. 205.

10 *a'.* Fragment d'un jeune individu également engagé dans la même pièce.

10 *a''.* Portion du test du fragment *a*, isolée et grossie du double.

Fig. 10 *A b.* **Orthoceras subannulare** Münst. Fragment de moule intérieur, enclavé dans la roche et spathisé p. 206.

Fig. 10 *A c.* **Orthoceras subcyprinum** nov. sp. Petit tronçon enclavé dans la roche p. 210.

10 *c'.* Empreinte de la surface extérieure d'un autre tronçon de la même espèce.

Fig. 10 *A d.* Tronçon de l'O. **canonicum**, implanté dans la roche p. 201.

10 *d'.* Tête d'un autre tronçon de la même espèce.

Fig. 10 *A e.* **Orthoceras** sp. ind. Petit échantillon, avec indices de chambres aériennes, enclavé dans la roche p. 207.

10 *e'.* Fragment un peu plus grand, enclavé dans la même pièce.

10 *e''.* Section transversale du précédent.

10 *e'''* Section longitudinale du même.

Fig. 11 *a.* Gros tronçon, qui représente le moule d'une partie de la dernière chambre, de l'espèce précédente, avec un petit fragment de test; il renferme un autre **Orthoceras** p. 209.

11 *a'.* Section transversale du même tronçon.

Fig. 12 *a.* **Orthoceras** sp. ind. Tronçon isolé, vu de flanc, de grandeur naturelle p. 209

12 *a'.* Portion de la même figure, grossie du double.

12 *b.* Le même tronçon, vu de face.

12 *c.* Le même, vu par derrière.

12 *d.* Les deux sections transversales d'en haut et d'en bas, superposées p. 210.

Fig. 13 *a.* **Orthoceras subcyprium** nov. sp. Tronçon isolé, de grandeur naturelle, vu de flanc p. 210.

13 *a'.* Extrémité inférieure du même.

13 *b.* Section longitudinale.

13 *b'.* Le même morceau 13 *b*, vu du côté extérieur et grossi du double.

Fig. 14 *a* **Orthoceras** sp. ind. Section longitudinale p. 213.

14 *a'.* Section transversale de la même pièce.

Fig. 15. **Orthoceras** sp. ind. Section longitudinale enclavée dans un morceau de roche, traversé par une veine spathique, usé à la meule; il contient aussi des fragments de **Graptolithus Priodon** p. 215.

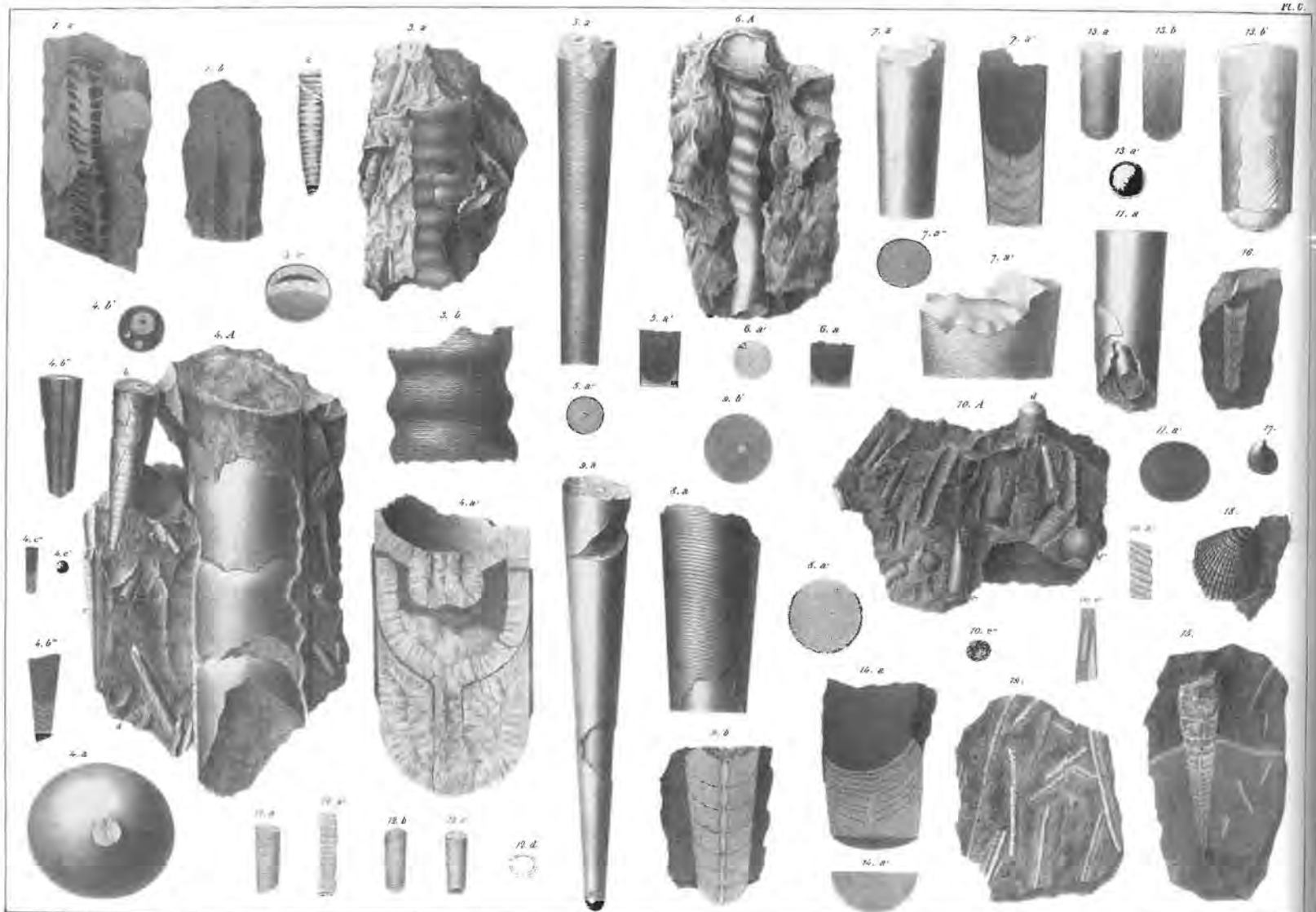
Fig. 16. **Orthoceras affine** nov. sp. Section longitudinale enclavée dans la roche p. 217.

Fig. 17. **Cardium subarcuatum** Münst. Moule isolé de la valve gauche, de grandeur naturelle p. 219.

Fig. 18. **Cardiola interrupta** Sow. Valve gauche, de grandeur naturelle p. 220.

Fig. 19. **Graptolithus Priodon** Brn. sp. Fragment de calcaire dont la cassure fait voir des moules et des empreintes de ce Graptolite, des fragments d'Orthocères et des petits individus de la Cardiola interrupta p. 221.

Fran: Pierucci del.

(vedi pagina 40-41)

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA C

FOSSILI SILURIANI

Fig. 1 *a.Orthoceras* sp. ind: sezione longitudinale di un camione inserito nella pietra, levigato con la mola.
1 *b*. Sezione di un frammento della parte posteriore della stessa specie.

Fig. 2. *Orthoceras* sp. ind. Disegno della sezione longitudinale che era, come le precedenti, inserita nella roccia

Fig. 3 *a*. *Orthoceras fluminense* sp. nuova. Aspetto naturale del frammento, inserito nella roccia.
3 *b* . Parte della superficie, isolata ed ingrandita due volte.
3 *c* . Sezione trasversale ottenuta con la mola.

Fig. 4 *A* . *Orthoceras grande* sp. nuova (questo fossile è raffigurato al rovescio per le ragioni indicate nel testo), con vari frammenti di altre specie inserite in un pezzo di calcare siluriano.
4 *a* Parte superiore della cavità di un segmento più grosso.
4 *b*. Sezione longitudinale del precedente.
Fig. 4 *A b*. *Orthoceras subconoideum sp*. nuova, segmento che aderiva al frammento A; racchiude nell'ultima cavità un'altra specie di *Orthoceras*.
4 *b'* . Sezione trasversale dello stesso, levigata con la mola
4 *b"*. Sezione longitudinale di una parte dello stesso frammento nel quale si trova casualmente inserito un esemplare di *O. simplex*.
4 *b'"*. Sezione longitudinale di un altro frammento della stessa specie.
Fig. 4 *A c*. *Orthoceras simplex* DESN. (per il frammento di questo fossile inserito nell' *O. conoideum*, vedi figg. 4 *Ab*, 4 *b'*, 4 *b"*) . Esemplare giovane, attaccato alla roccia.
4 *c'*. Sommità di una camera, staccata.
4 *c"*. Sezione longitudinale col tubo sifonale.
4 *A d*. Frammento che lascia vedere la superficie del campione regolarmente striata.

Fig. 5 - 5 *a*. Segmento appartenente quasi per intero alla roccia in cui era inserita la specie precedente.
5 *a'* . Sezione longitudinale della sua estremità inferiore.
5 *a"* . Sezione trasversale della penultima cavità.

Fig. 6. *Orthoceras bohemicum* BARR. Frammento inserito nella roccia; di esso si vede solo una parte del lato esterno, mentre quella interna è più visibile.
6 *a*. Sezione longitudinale della parte inferiore
6 *a'* . Sezione trasversale.
6 *A b*. *Avicula*; specie indicata nel testo.

Fig. 7 *a*. *Orthoceras canonicum* sp. nuova. Segmento isolato, come si può vedere ad occhio nudo.
7 *a'*. Porzione dello stesso, visto dal lato dorsale e ingrandito del doppio.
7 *a"*. Sezione longitudinale della parte inferiore.
7 *a'"*. Sezione trasversale.

Fig. 8 *a* *Orthoceras* sp. ind. Segmento a grandezza naturale.
8 *a'* . Sezione trasversale, appartenente all'ultima cavità.

Fig. 9 *a* *Orthoceras submoniliforme* sp. nuova. Frammento isolato, a grandezza naturale.
9 *b*. Sezione longitudinale di un frammento della forma, inserito nella roccia.
9 *c*. Sezione trasversale.

Fig. 10 *A a* *Orthoceras subtrochleatum* MÜNST? Frammento inserito in una roccia, mescolato ad altri frammenti di *Orthoceras* di varie specie.
10 *a'*. Frammento di un individuo giovane, ugualmente inserito nella stessa cavità.
10 *a"* Porzione del campione *a*, isolato e ingrandito del doppio.
Fig. 10 *A b*. *Orthoceras subannulare* MÜNST. Frammento nella sua parte interna, inserito nella roccia e cristallizzato.
Fig. 10 *A c* . *Orthoceras subcyprinum* sp. nuova. Piccolo frammento inserito nella roccia.
10 *c'* . Impronta della superficie esterna di un altro segmento della stessa specie.
Fig. 10 *A d*.. Segmento dell'*O. canonicum*, inseritonella roccia.
10 *d'*. Sommità di un altro segmento della stessa specie.

Fig. 10 *A e* - *Orthoceras* sp. ind. Piccolocamione, con la presenza di tracce delle camere d'aria, inserito nella roccia.
10 *e'* . Frammento un po' più grande, inserito nella stessa cavità.
10 *e"*. Sezione trasversale del precedente .
10 *e'"*. Sezione longitudinale dello stesso.

Fig. 11 *a* - Grosso frammento che rappresenta la forma dell'ultima cavità della specie precedente, con un piccolo pezzo del campione; racchiude a sua volta un altro *Orthoceras* descritto nel testo
11 *a'* . Sezione trasversale dello stesso frammento.

Fig. 12 *a.Orthoceras* sp. ind. Frammento isolato, visto di fianco, a grandezza naturale.
12 *a'* . Porzione della stessa figura, con dimensioni raddoppiate.
12 *b*. Lo stesso frammento, visto di fronte.
12 *c*. Ancora, visto da dietro.
12 *d*. Le due sezioni trasversali dall'alto e dal basso, sovrapposte.

Fig. 13 *a*. *Orthoceras subcyprinum* nuova sp. Frammento isolato, di grandezza naturale, visto di fianco.
13 *a'* . Estremità inferiore dello stesso.
13 *b*. Sezione longitudinale.
13 *b'* . Lo stesso pezzo del 13 *b*, visto nella parte anteriore e ingrandito del doppio.

Fig. 14 *a.Orthoceras* sp. ind. Sezione longitudinale.
14 *a'*. Sezione trasversale dello stesso pezzo.

Fig. 15. *Orthoceras* sp. ind. Sezione longitudinale inserita in una struttura rocciosa, attraversata da una vena cristallizzata, levigata alla mola; contiene anche dei frammenti di *Graptolithus priodon*..

Fig. 16. *Orthoceras* affine nuova sp. Sezione longitudinale, inserita nella roccia.

Fig. 17. *Cardium subarcuatum* MÜNST. Forma isolata della valva sinistra, a grandezza naturale.

Fig. 18. *Cardiola interrupta* SOW. Valva sinistra, a grandezza naturale.

Fig. 19. *Graptolithus priodon* BRN. sp. Frammento di calcare in cui la rottura mostra delle forme e delle impronte di questo Graptolite, dei frammenti di *Orthoceras* ed alcuni piccoli individui di *Cardiola interrupta*.

EXPLICATION DE LA PLANCHE *D.*

FOSSILES DE L'ÉPOQUE HOUILLÈRE.

Fig. 1. Alethopteris Plucknetî GEINITZ. Fragment de pinne, auquel on a simplement ajouté au trait la continuation des parties existantes p. 246.

Fig. I *a.* Pinnule de la même, isolée et grossie du double.

Fig. II 1 Alethopteris sp. ind. p. 246.

2. Pinnules isolées, probablement de la même espèce.

3. Cyatheites unitus GOEPP. p. 240.

4, 4. Cyatheites nov. sp. Pinnules stériles p. 243.

5. Annularia longifolia BRONGN. p. 257.

Fig. II 1 a. Alethopteris sp. ind. La même que celle des numéros 1 et 2 de la figure précédente. Sommet de pinne isolé et grossi du double p. 246.

Fig. II 2 a. Alethopteris sp. ind. Pinnule isolée et grossie du double p. 249.

Fig. III 1. Cyatheites dentatus GOEPP. p. 232.

b. Sommet d'une autre pinne primaire de la même espèce.

Fig. III 1 *b'*. Le même sommet de pinne isolé et grossi du double.

Fig. III 2. Autre échantillon de la même espèce, avec les pinnes moins divariquées.

Fig. III 3 a, *a.* Autre échantillon, qui fait voir la disposition tripinnée de la fronde.

b. Cyatheites argutus GEINITZ p. 343.

Fig. III 3 a'. Pinne isolée et grossie du double du C. dentatus.

Fig. IV 1. Cordaites borassifolius UNGER p. 227.

1 *a.* Partie inférieure d'une feuille de la même espèce.

2. Oligocarpia Gutbieri GOEPP. p. 252.

2 a. Sommet d'une pinne de la même espèce.

3. Cyatheites arborescens GOEPP. p. 237.

4. Sporanges du Sphenophyllum nov. sp. p. 260.

Fig. IV 1 *a'*. Partie inférieure d'une feuille de Cordaites borassifolius, isolée et grossie du double p. 227.

Fig. IV 2 *a'*. Sommet d'une pinne d'Oligocarpia Gutbieri, isolé et grossi du double p. 253.

Fig. IV 4 *a.* Un des sporanges du Sphenophyllum nov. sp., isolé et grossi quatre fois.

Fig. IV 4 *b.* Un autre de ces sporanges au même grossissement (On le voit de grandeur naturelle dans la fig. VI).

Fig. V 1. Alethopteris sp. ind. La même figurée précédemment (fig. II 1, 2; II 1 *a* et II 2 *a*) p. 246.

2 et 2 *a.* Fragments de pinnules d'Alethopteris lonchitica STERNBERG? p. 249.

3. Pinnule d'Alethopteris longifolia GOEPP.? p. 250.

4. Cyatheites Candollianus GOEPP. var. affinis p. 236.

5. Cyatheites arborescens GOEPP. p. 237.

6 et 6 a. Sphenophyllum nov. sp. Le même auquel appartiennent les sporanges (fig. IV 4), dont on voit des échantillons épars dans cette figure, comme dans celles II et VI p. 258.

7 et 7 *b.* Sphenophyllum sp. ind. p. 260.

Fig. V 1 *a.* Pinnule de l'Alethopteris sp. ind., isolée et grossie du double p. 240.

Fig. V 6 *a'*. Demi-verticille du Sphenophyllum nov. sp., isolé et grossi du double p. 258.

Fig. V 7 *a.* Verticille incomplet du Sphenophyllum sp. ind., isolé et grossi du double p. 260.

Fig. VI 1. Alethopteris longifolia GOEPP.? p. 250.

2. Cyatheites sp. ind. p. 241.

3. Cyatheites nov. sp. La même que dans la fig. II 4, 4 p. 243.

4 et 4 *a.* Cyatheites unitus GOEPP. p. 240.

5, 6 et 7. Cyatheites arborescens GOEPP. p. 237.

8 et 9. Cyatheites sp. ind. p. 235.

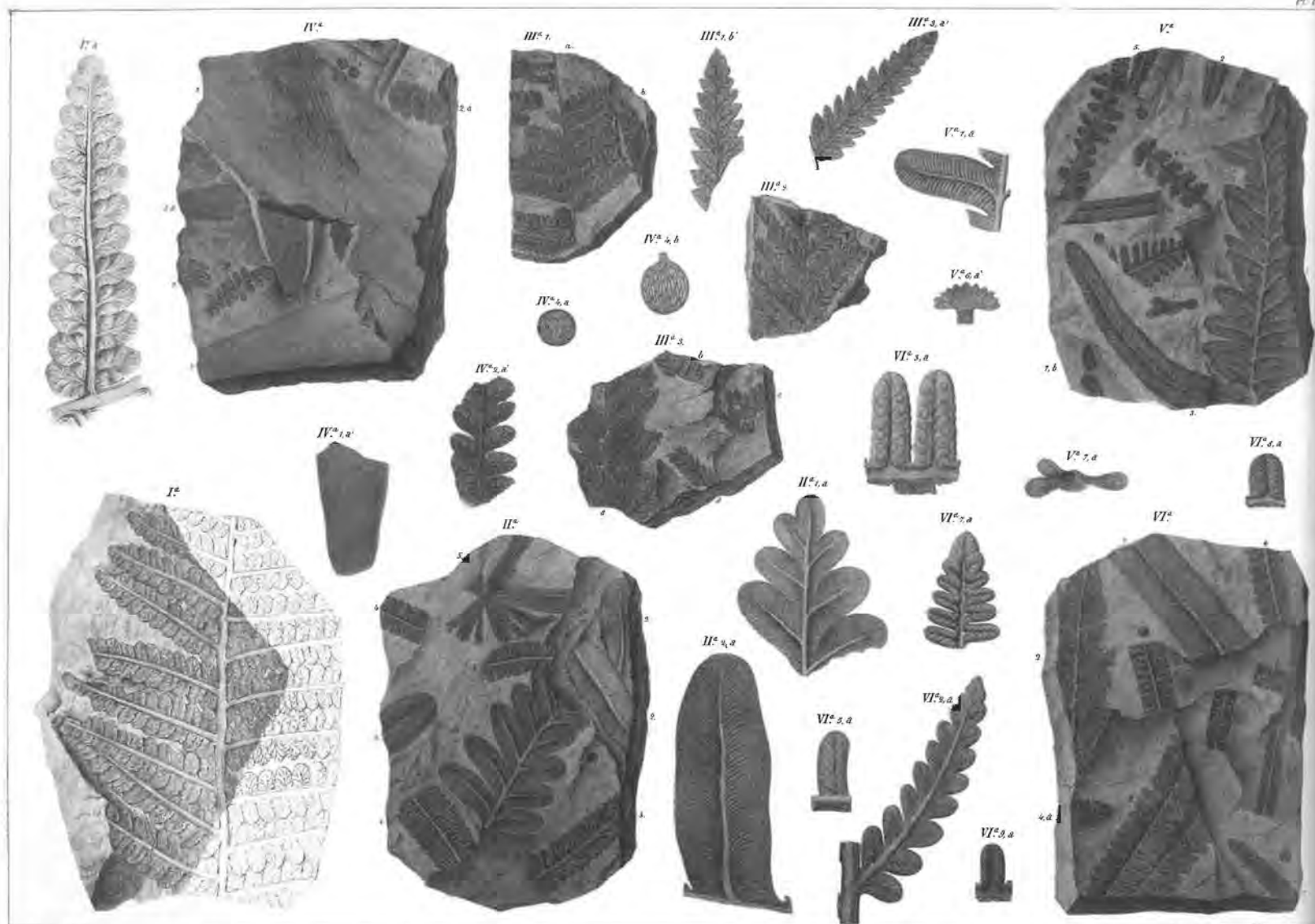
Fig. VI 2 a. Pinne du Cyatheites sp. ind., isolée et grossie quatre fois p. 241.

Fig. VI 3 a Cyatheites nov. sp. Deux pinnules isolées et grossies quatre fois p. 243.

Fig. VI 5 a. Pinnule du Cyatheites arborescens, isolée et grossie deux fois.

Fig. VI 7 a. Sommet d'une pinne de la même espèce, isolée et grossie du double.

Fig. VI 8 a et VI 9 a. Pinnules isolées du Cyatheites sp. ind., isolé et grossi du double, p. 235.

(vedi pagina 58-59)

LEGENDA DELLA TAVOLA D

FOSSILI DEL CARBONIFERO

Fig. f. *Alethoptheris pluckneti* GEINITZ. Frammento di pinna al quale abbiamo semplicemente aggiunto a matita la continuazione delle parti esistenti.

Fig. I *a*. Pinnula della stessa specie, isolata e ingrandita del doppio.

Fig. II 1. *Alethopteris* sp. ind.
2. Pinnule isolate, probabilmente della stessa specie..
3. *Cyatheites unitus* GOEPP.
4, 4 *Cyateites* nuova sp. Pinnule sterili.
5. *Annularia longifolia* BRONGN.

Fig. II 1 *a*. *Alethopteris* sp. ind. La stessa dei numeri 1 e 2 della figura precedente. Cima di pinna isolata, ingrandita del doppio.

Fig. II 2 *a*. *Alethopteris* sp. ind. Pinnula isolata, ingrandita del doppio.

Fig. III 1. *Cyatheites dentatus* GOEPP.
b. Sommità di un'altra pinna primaria, della stessa specie.

Fig. III 1 *b'*. La stessa sommità, isolata ed ingrandita del doppio.

Fig. III 2. Altro campione della stessa specie, con le pinne meno divaricate.

Fig. III 3 *a*, *a*. Altro campione che mostra la disposizione tripinnata delle fronde.
b. *Cyatheites argutus* GEINITZ.

Fig. III 3 *a'*. Pinna isolata e ingrandita del doppio del *C. dentatus*.

Fig. IV 1. *Cordaites borassifolius* UNGER.
1 *a*. Parte inferiore di una foglia della stessa specie.
2. *Oligocarpia gutbieri* GOEPP.
2 a. Sommità di una pinna della stessa specie.
3. *Cyatheites arborescens* GOEPP.
4. Sporangi di *Sphenophyllum* nuova sp.

Fig. IV 1 *a'*. Parte inferiore di una foglia di *Cordaites borassifolius*, isolata e ingrandita del doppio.

Fig. IV 2 *a'*. Sommità di una pinna di *Oligocarpia gutbieri*, isolata e ingrandita del doppio.

Fig. IV 4 *a*. Uno degli sporangi del *Sphenophyllum* nuova sp., isolata e ingrandita quattro volte.

Fig. IV 4 *b*. Un altro di questi sporangi, con lo stesso ingrandimento (lo si vede a grandezza naturale nella fig. VI).

Fig. V 1. *Alethopteris* sp. ind. La stessa raffigurata in precedenza (fig. II 1, 2; II 1 a e II 2 a).
2 e 2 *a*. Frammenti di pinnule di *Alethopteris lonchitica*, STERNBERG ?
3. Pinnula di *Alethopteris longifolia* GOEPP ?
4. *Cyatheites candollianus* GOEPP var. affinis.
5. *Cyatheites arborescens* GOEPP.
6 e 6 *a*. *Sphenophyllum* nuova sp. Lo stesso cui appartengono gli sporangi (fig. IV 4) di cui si vedono i campioni sparsi in questa figura, come in quelle II e VI.
7 e 7 *b*. *Sphenophyllum* sp. ind.

Fig. V 1 *a*. Pinnula dell'*Alethopteris* sp. ind., isolata e ingrandita del doppio.

Fig. V 6 *a'*. Semiverticillo dello *Sphenophyllum*, nuova sp, isolata e ingrandita del doppio.

Fig. V 7 *a*. Verticillo incompleto dello *Sphenophyllum*, sp. ind, isolata e ingrandita del doppio.

Fig. VI 1. *Alethopteris longifolia* GOEPP ?
2. *Cyatheites* sp. ind.
3. *Cyatheites* nuova sp. La stessa della fig. II 4, 4.
4 e 4 *a*. *Cyatheites unitus* GOEPP.
5, 6 e 7. *Cyatheites arborescens* GOEPP.
8 e 9. *Cyatheites* sp. ind.

Fig. VI 2 *a*. Pinna di *Cyatheites*, sp. ind., isolata e ingrandita quattro volte.

Fig. *Cyatheites* nuova sp. Due pinnule isolate e ingrandite quattro volte.

Fig. VI 5 *a*. Pinnula di *Cyatheites arborescens*, isolata e ingrandita del doppio.

Fig. VI 7 *a*. Sommità di una pinna della stessa specie, isolata e ingrandita del doppio.

Fig. VI 8 *a*. e VI 9. Pinnule isolate di *Cyatheites*, sp. ind., isolate e ingrandite del doppio.

EXPLICATION DE LA PLANCHE *E*.

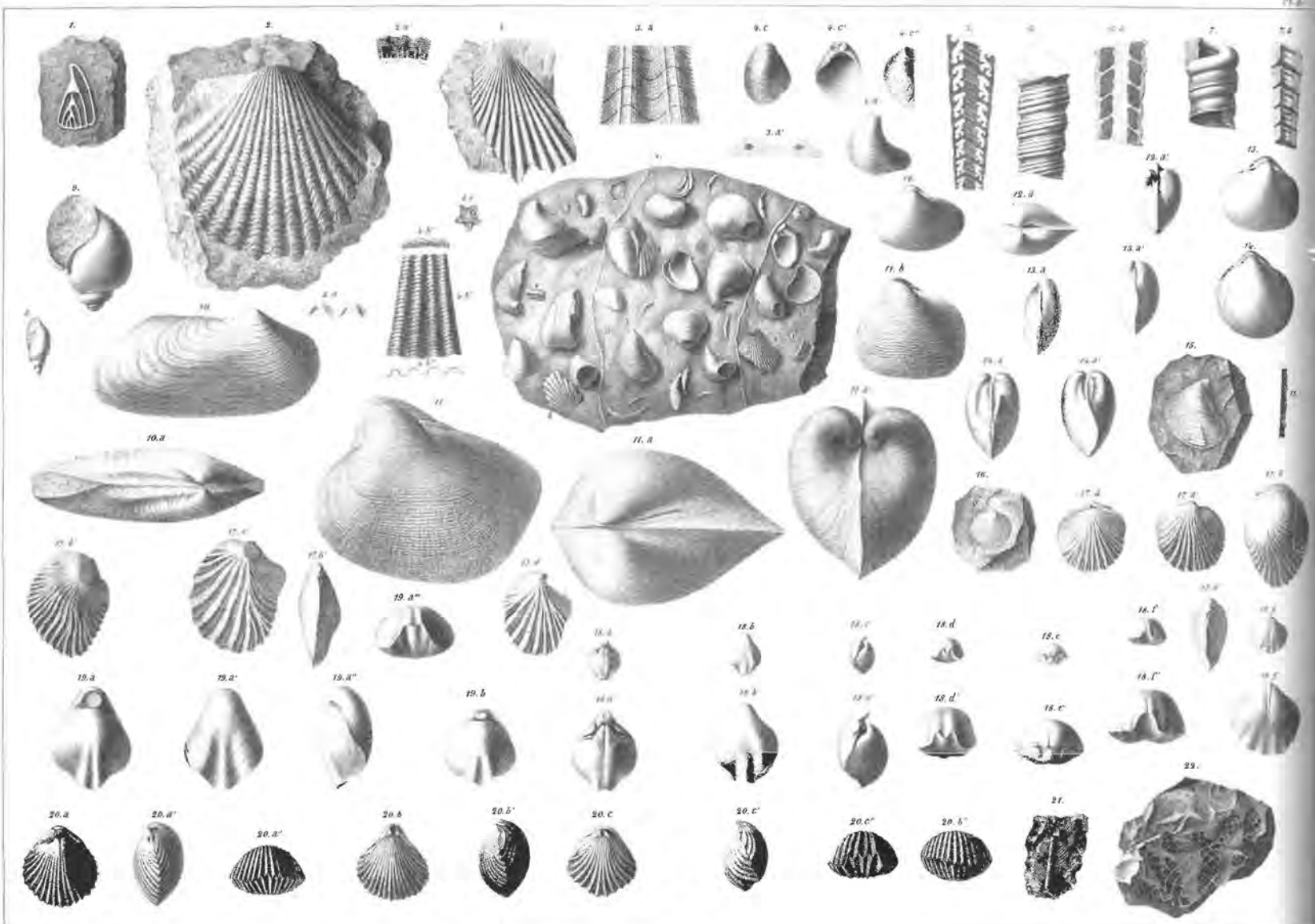
FOSSILES JURASSIQUES.

Groupe occidental.

Fig. 1. **Acteonina** sp. ind. Section longitudinale, grossie du double page 292.
Fig. 2. **Lima Hector** d'Orb. Valve droite, en partie enclavée dans la roche p. 270.
2 *a*. Fragment du bord palléal libre d'un autre échantillon.
2 *a'*. Section normale du test, de grandeur naturelle.
Fig. 3. **Lima** sp. ind. Fragment de valve adhérent à la roche p. 271.
3 *a*. Portion de la surface, grossie quatre fois.
3 *a'*. Section normale du test au même grossissement.
Fig. 4. Morceau du calcaire d'Alghero, dont la surface corrodée laisse voir un grand nombre de valves de l'**Ostrea obliqua** et les fragments de plusieurs autres objets p. 280, 283.
4 *a*. Fragment d'une **Lima**, qu'on peut rapprocher de la **L. Galathea** d'Orb. p. 275.
4 *b*. Fragment du **Pecten tegularius** nov. sp. p. 277.
4 *b'*. Portion de la surface du précédent, grossie quatre fois. On voit en *b''* la section normale du test et en *b'''* le profil du bord.
4 *c*, *c'*, *c''* **Ostrea obliqua** Lamk. Valve inférieure vue en dessous, en dessus et de flanc p. 280.
4 *d*. Valve ailée de la même.
4 *e*. Fragment de **Pentacrinus basaltiformis** Mill. p. 285.
4 *e'*. Face articulaire du même, grossie quatre fois.
Fig. 5. **Nerinea aivaruensis** nov. sp. Section longitudinale, grossie du double p. 289.

Groupe oriental.

Fig. 6. **Nerinea Vecchii** nov. sp. p. 310.
6 *a*. Coupe longitudinale de la même.
Fig 7. **Nerinea** sp ind, p. 311.
7 *a*. Coupe longitudinale d'un autre moule de la même espèce.
Fig. 8. **Acteonina ovoïdes** nov. sp. Modèle grossi du double p. 312.
Fig. 9. **Natica parthenica** nov. sp. Moule intérieur p. 293 - 316.
Fig. 10. **Panopaea gibbosa** d'Orb. Moule intérieur p. 320.
10 *a*. Le même vu en dessus.
Fig. 11. **Ceromya striata** d'Orb. Moule vu du côté de la valve gauche p. 295 - 327.
11 *a*. Le même, vu en dessus.
11 *a'*. Le même, vu de face.
11 *b*. Autre moule de la même espèce.
Fig. 12. **Ceromya (Gresslya)** sp. ind. Moule vu du côté de la valve gauche p. 329.
12 *a* Le même, vu en dessus.
12 *a'*. Le même, vu de face.
Fig. 13. **Thracia triangularis** d'Orb.? Moule vu du côté de la valve gauche p. 330.
13 *a*, *a'*. Extrémité anale et buccale du même moule.
Fig. 14. **Thracia corallina** d'Orb.? Moule vu du côté de la valve gauche p. 331.
14 *a*, *a'*. Extrémité anale et buccale du même.
Fig. 15. **Inoceramus depressus** Münst.? p. 337.
15 *a*. Section du test, grossie deux fois.
Fig. 16. **Placunopsis rugosa** nov. sp. p. 342.
Fig. 17 *a*, *a'*, *a''*. **Ostrea Perdalianae** nov. sp. Forme orbiculaire vue en dessus, en dessous et du côté antérieur p. 298 - 343.
17 *b*, *b'*, *b''*. Forme élargie dans les trois positions ci-dessus.
17 *c*, *d*. Forme à côtes moins nombreuses.
Fig. 18 *a*, *b*, *c*, *d*. **Terebratula sardoa** nov. sp. Moule vu des côtés dorsal, ventral, de flanc et de front p. 347.
18 *a'*, *b'*, *c'*, *d'*. Les mêmes figures, grossies du double.
18 *e*, *e'*. Autre moule vu du côté postérieur, de grandeur naturelle et grossi du double.
18 *f*, *f'*. Front d'un autre individu de grandeur naturelle et grossi du double.
19 *g*, *g'*. Modèle de la petite valve, de grandeur naturelle et grossi du double.
Fig. 19 *a*, *a'*, *a''*, *a'''*. **Terebratula Lamarmorae** nov. sp. Moule vu des côtés dorsal, ventral, latéral et antérieur p. 351.
19 *b*. Autre moule de la même espèce.
Fig. 20 *a*, *a'*, *a'*. **Rhynchonella subobsoleta** Davids. Moule vu des côtés dorsal, latéral et antérieur p. 353.
20 *b*, *b'*, *b''* Individu d'une variété de la même espèce, vu dans les mêmes positions ci-dessus.
20 *c*, *c'*, *c''*. Autre variété de la même espèce.
Fig. 21. **Pleuraster?** sp. ind. p. 357.
Fig. 22. **Brachyphyllum majus** Brongn. p. 358.

(vedi pagina 68-69)

LEGENDA DELLA TAVOLA E

FOSSILI DEL GIURASSICO GRUPPO OCCIDENTALE

Fig. 1. *Acteonina* sp. ind. Sezione longitudinale, ingrandita del doppio.

Fig. 2. *Lima hector* D'ORB. Valva destra, incastrata in parte nella roccia.
2 *a*. Frammento di bordo palleale libero di un altro campione.
2 *a'*. Sezione normale del campione, di grandezza naturale.

Fig. 3 *Lima* sp. ind. Frammento di valva, attaccata alla roccia.
3 *a*. Porzione della superficie, ingrandita quattro volte.
3 *a'*. Sezione normale del campione, con lo stesso ingrandimento.

Fig. 4. Pezzo di calcare di Alghero, la cui superficie erosa mostra un gran numero di valve dell'*Ostrea obliqua*, ed i frammenti di vari altri elementi.
4 *a*. Frammenti di *Lima* che si possono ravvicinare alla *L. galathea* D'ORB.
4 *b*. Frammento di *Pecten tegularius*, nuova sp.
4 *b'*. Porzione della superficie del precedente, ingrandita 4 volte. Si vede in *b"* la sezione normale del campione, e in *b'"* il profilo del bordo.
4 *c, c', c"*. Ostrea obliqua LAMK. Valva inferiore vista da sotto, da sopra e di fianco.
4 *d*. Valva alata della stessa.
4 *e*. Frammento di *Pentacrinus basaltiformis* MILL.
4 *e'*. Lato articolare dello stesso, ingrandito 4 volte.

Fig. 5. *Nerinea aivaruensis* nuova sp. Sezione longitudinale ingrandita del doppio.

GRUPPO ORIENTALE

Fig. 6. *Nerinea vecchii* nuova sp.
6 *a*. Sezione longitudinale della precedente.

Fig. 7. *Nerinea* sp. ind.
7 *a*. sezione longitudinale di un'altra forma della stessa specie.

Fig. 8. *Acteonina ovoides* nuova sp., ingrandita del doppio.

Fig. 9. *Natica parthenica* nuova sp., forma interna.

Fig. 10. *Panoppaea gibbosa* D'ORB. Forma interna.
10 *a*. Idem, visto da sopra.

Fig. 11. *Ceromya striata* D'ORB. Forma vista dal lato della valva sinistra.
11 *a*. La stessa, vista da sopra.
11 *a'*. La stessa, vista di fronte.
11 *b*. Altra forma della stessa specie.

Fig. 12. *Ceromya (Gresslya)* sp. ind. Forma vista dal lato della valva sinistra.
12 *a*. Idem, da sopra.

12 *a'*. La stessa, vista di fronte.

Fig. 13. *Thracia triangularis* D'ORB ? Forma vista dal lato della valva sinistra.
13 *a, a'*. Estremità anale e boccale della stessa.

Fig. 14. *Thracia corallina* D'ORB ? Forma vista dal lato della valva sinistra.
14 *a, a'*. Estremità anale e boccale della stessa.

Fig. 15. *Inoceramus depressus* MÜNST ?
15 *a*. Sezione del campione, ingrandita del doppio.

Fig. 16. *Placunopsis rugosa* nuova sp.

Fig. 17 *a, a', a"*. *Ostrea perdalianae* nuova sp. Forma orbicolare, vista da sopra, da sotto e dal lato anteriore.
17 *b, b', b"*. Forma allargata nelle tre posizioni indicate nel precedente.
17 *c, d*. Forma a costolature meno numerose.

Fig. 18 *a, b, c, d*. *Terebratula sardoa* nuova sp. Forma vista dai lati dorsale, ventrale, laterale e frontale.
18 *a', b', c', d'*. Le stesse figure, ingrandite del doppio.
18 *e, e'*. Altra forma, vista dal lato posteriore, a grandezza naturale e ingrandita del doppio.
18 *f, f'*. Lato frontale di un altro esemplare, a grandezza naturale e ingrandito del doppio.
19 *g* e *g'*. Campione della valva piccola, a grandezza naturale e ingrandita del doppio.

Fig. 19 *a, a', a", a'"*. Terebratula lamarmorae nuova sp. Forma vista dai lati dorsale, ventrale, laterale e anteriore.
19 b. Altra forma della stessa specie.

Fig. 20 *a, a', a"*. *Rhynchonella subobsoleta* DAVIDS. Forma vista dai lati dorsale, laterale e anteriore.
20 *b, b', b"*. Individuo di una varietà della stessa specie, visto nelle stesse posizioni del precedente.
20 *c, c', c"*. Altra varietà della stessa specie.

Fig. 21. *Pleuraster* ? sp. ind.

Fig. 22. *Brachyphyllum majus* BRONGN.

EXPLICATION DE LA PLANCHE *F*.

FOSSILES CRÉTACÉS.

Fig. 1. **Nerinea acutangula** nov. sp. Fragment de section longitudinale, usé à la meule p. 375.
1'. Portion de la même section, grossie trois fois.

Fig. 2. **Nerinea apenninica** nov. sp. Section longitudinale naturellement saillante à la surface de la roche p. 374.
2 *a*. Autre section semblable à la précédente, qui provient d'un individu proportionnellement plus petit.

Fig. 3. **Nerinea diagyra** nov. sp. Partie de la section longitudinale obtenue en usant la roche à la meule p. 377.
3[1] Morceau de la même section, grossi trois fois.

Fig. 4. **Nerinea gigantea** D'HOMBR-FIRM. Section longitudinale imparfaite, restée à la surface de la roche irrégulièrement corrodée par les agents extérieurs p. 379.

Fig. 5. **Nerinea Lamarmorae** nov. sp. Section longitudinale usée à la meule. On a ajouté en simple contour la continuation supposée de la partie antérieure de la coquille p. 380.
5 *a*. Portion de la coquille qui, avec le moule intérieur, conserve aussi son test. On a ajouté au trait la continuation déduite de la section précédente.

Fig. 6. **Nerinea** (*Trochalia*) **lunensis** nov. sp. Section très-oblique dans un morceau de roche corrodé par les agents extérieurs p. 383.
6 *a*. Section longitudinale, reconstruite d'après plusieurs fragments et représentée en saillie comme ces fragments se trouvent réellement visibles sur la surface corrodée de la roche.
6 *b*. Partie d'une section longitudinale, usée à la meule.

Fig. 7. **Nerinea** nov. sp. Section longitudinale obtenue en usant la roche à la meule p. 382.

Fig. 8. **Pterocera** sp. ind. Coquille incomplète, reconstruite par l'ajustement de plusieurs fragments, mais sans y ajouter rien d'hypothétique, représentée du côté opposé à l'ouverture et un peu obliquement p. 388.

Fig. 9. **Acteonella? tornata** nov. sp. Coquille qui se trouve dans le même cas que la précédente, quant à l'imperfection et quant à la reconstruction qu'on en a faite. Une incrustation spathique masque l'intérieur de l'ouverture p. 386.

Fig. 10. **Avicula?** sp. ind. Valve gauche adhérente à la roche p. 402.
10'. La même, isolée et grossie six fois.

Fig. 11. **Radiolites? Cyathina** nov. sp. Échantillon évidemment incomplet, enclavé dans la roche p. 400.
On voit dans la cassure de la même pièce de roche:
a. **Rabdella dentalina** nov. sp. Section longitudinale p. 410.
b. **Quinqueloculina** sp. ind. Section oblique p. 410.
11 *a' b' c'*. Les mêmes objets, isolés et grossis six fois.

Fig. 12. Sections de quelques **Rhizopodes** telles qu'on les voit dans le calcaire d'Olmedo, surtout où il est usé par la meule p. 411.

Fig. 13. **Fastigella Turris** nov. sp. Section longitudinale restée en saillie à la surface corrodée de la roche p. 381.

Fig. 14. **Astrocoenia radiata** nov. sp. Fragment du corallaire, irrégulièrement cassé et corrodé par les agents extérieurs p. 407.
14'. Portion de la surface calycinale du même corallaire, grossie six fois.
14''. Section longitudinale de la dernière portion de deux calyces, avec le même grossissement.

FOSSILES ÉOCÈNES.

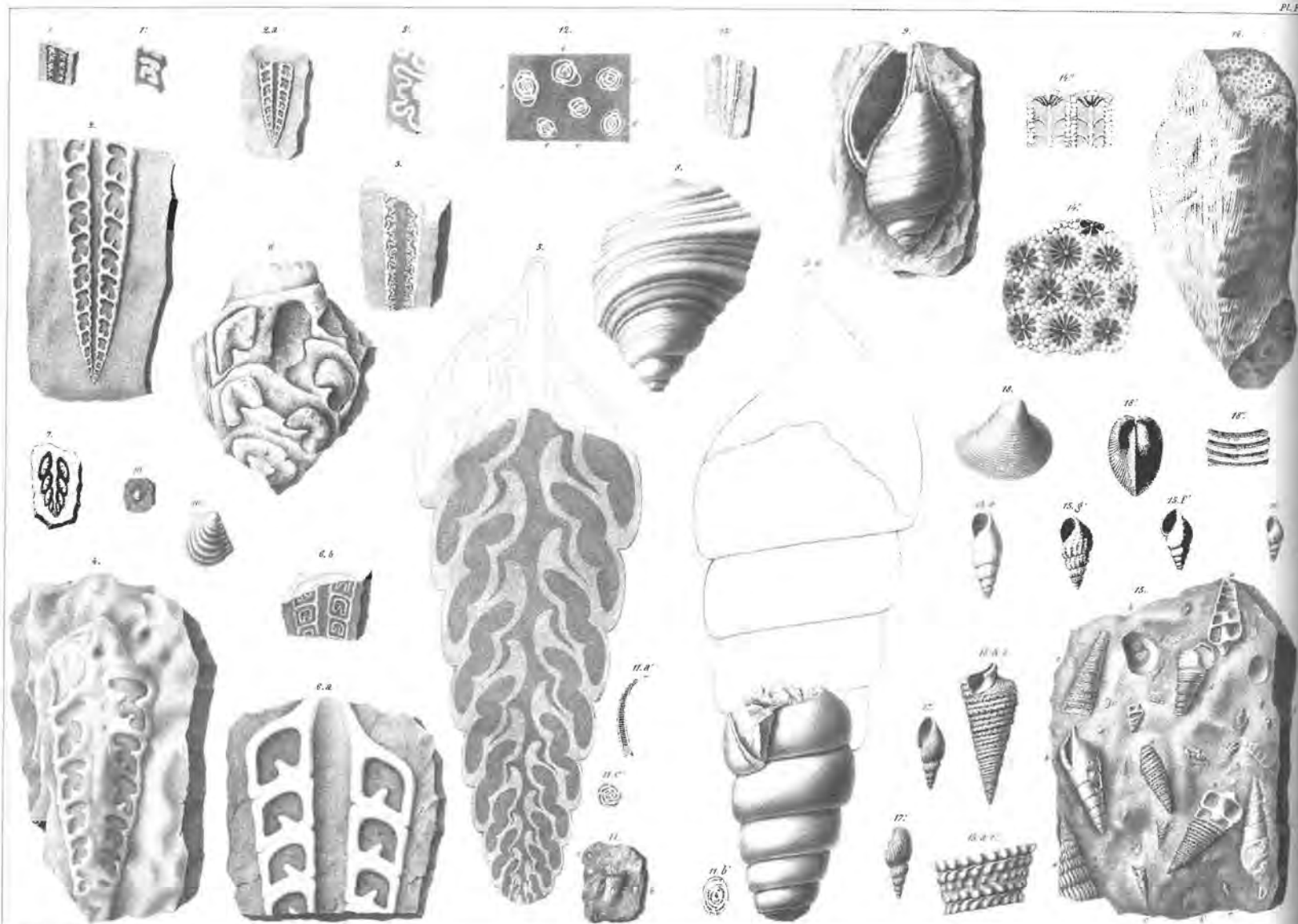
Fig. 15. Morceau de calcaire à Cérithes de *Terrasegada*. Sur la surface corrodée par les agents extérieurs on voit en saillie plusieurs fragments de fossiles, parmi lesquels:
a **Cerithium baccatum** DEFR. p. 420.
b **Cerithium clavosum?** LAMK. p. 424.
c **Cerithium cinctum** LAMK. p. 423.
d **Turritella fasciata** LAMK. 429.
e **Rissoina** sp. ind. p. 431.
f **Rissoina** sp. ind. p. 432.
g **Rissoa** sp. ind. p. 430.
h **Anomia** sp. ind.

Fig. 15 *a* 1. Échantillon isolé du **Cerithium baccatum**.
15 *a* 1'. Avant-dernier tour du même, grossi deux fois.
15 *e'*. **Rissoina** sp. ind., isolée et grossie six fois.
15 *f'*. **Rissoina** sp. ind., isolée et grossie six fois.
15 *g'*. **Rissoa** sp. ind., isolée et grossie six fois.

Fig. 16. Petit échantillon de la même espèce (de *Gonnesa*), isolée et grossie huit fois.

Fig. 17. **Melania fragilis** LAMK. Échantillon isolé, vu du côté de l'ouverture, grossi quatre fois p. 426.
17'. Le même, vu de l'autre côté.

Fig. 18. **Crassatella sinuosa?** DESH. Échantillon isolé, vu du côté de la valve droite p. 436.
18'. Le même, vu de front.
18''. Portion de la surface, prise dans le milieu de la valve, grossie quatre fois.

(vedi pagina 84-85)

LEGENDA DELLA TAVOLA F

FOSSILI DEL CRETACEO

Fig. 1. *Nerinea acutangula* nuova sp. Frammento di sezione longitudinale, levigata con la mola.
1'. Porzione della stessa sezione, ingrandita tre volte.

Fig. 2. *Nerinea apenninica*, nuova sp. Sezione longitudinale che sporgeva naturalmente dalla roccia.
2 *a*. Altra sezione simile alla precedente, che proviene da un individuo proporzionalmente più piccolo.

Fig. 3. *Nerinea diagyra* nuova sp. Parte della sezione longitudinale ottenuta passando la roccia sulla mola.
3 '. Pezzo della stessa sezione, ingrandito tre volte.

Fig. 4. *Nerinea gigantea* D'HOMBR-FIRM. Sezione longitudinale imperfetta, rimasta alla superficie della roccia irregolarmente corrosa dagli agenti esterni.

Fig. 5. *Nerinea lamarmorae* nuova sp. Sezione longitudinale ottenuta con la mola; è stato aggiunto come un semplice contorno la presunta continuazione della parte anteriore del guscio.
5 *a*. Porzione della conchiglia che, nella forma interna, conserva anche il contenuto; è stata completata a matita la supposta continuazione della sezione precedente.

Fig. 6. *Nerinea (Trocalia) lunensis* nuova sp. Sezione molto obliqua inserita in un pezzo di roccia erosa dagli agente esterni.
6 *a*. Sezione longitudinale, ricostruita a partire da vari frammenti e mostrata in rilievo, come si presentano realmente visibili i frammenti stessi sulla superficie erosa della roccia.
6 *b*. Parte di una sezione longitudinale ottenuta alla mola.

Fig. 7. *Nerinea* nuova sp. Sezione longitudinale ottenuta passando la roccia sulla mola.

Fig. 8. *Pterocera* sp. ind. Conchiglia incompleta, ricostruita utilizzando vari frammenti, senza aggiungere niente di ipotetico, rappresentata dal lato opposto all'apertura, e parzialmente di sbieco.

Fig. 9. *Acteonella ? tornata* nuova sp. Conchiglia che si trovava in condizioni simili alla precedente, quanto alle imperfezioni e alla ricostruzione che ne è stata fatta. Una incrostazione cristallina maschera l'interno dell'apertura.

Fig. 10. *Avicula* ? sp. ind. Valva sinistra attaccata alla roccia.
10 '. La stessa, isolata e ingrandita sei volte.

Fig. 11. *Radiolites ? cyatina* nuova sp. Campione evidentemente incompleto, incastrato nella roccia. Si osserva nella frattura dello stesso pezzo di roccia:
a. *Rabdella dentalina* nuova sp. Sezione longitudinale.
b. *Quinqueloculina* sp. ind. Sezione obliqua.
11 *a'*, *b'*, *c'*. Gli stessi elementi, isolati e ingranditi sei volte.

Fig. 12. Sezioni di alcuni *Rhizopodes*, come si osservano nel calcare di Olmedo; sono tipici di questa località soprattutto quelli levigati con la mola.

Fig. 13 *Fastigella turris* nuova sp. Sezione longitudinale ritrovata sporgente rispetto alla superficie erosa della roccia.

Fig. 14. *Astrocoenia radiata* nuova sp. Frammento del coralligeno, irregolarmente spezzato e corroso dagli agenti esterni.
14 '. Porzione superficiale del calice dello stesso coralligeno.
14 ''. Sezione longitudinale dell'ultima porzione dei due calici, con lo stesso ingrandimento.

FOSSILI EOCENICI

Fig. 15. Pezzo di calcare a *Cerithes*, di Terrasegada. Sulla superficie erosa dagli agenti esterni si vedono (sporgenti) diversi frammenti di fossili, tra i quali:
a. *Cerithium baccatum* DEFR.
b. *Cerithium clavosum* ? LAMK.
c. *Cerithium cinctum* LAMK.
d. *Turritella fasciata* LAMK.
e. *Rissoina* sp. ind.
f. *Rissoina* sp. ind.
g. *Rissoa* sp. ind.
h. *Anomia* sp. ind.
Fig. 15 *a* 1. Campione isolato del *Cerithium baccatum*.
15 *a* 1'. Penultimo anello dello stesso, ingrandito due volte.
15 *e'*. *Rissoina* sp. ind. Isolata e ingrandita sei volte.
15 *f* '. *Rissoina* sp. ind. Isolata e ingrandita sei volte.
15 *g'*. *Rissoa* sp. ind. Isolata e ingrandita sei volte.

Fig. 16. Piccolo campione della stessa specie (di Gonnesa). Isolata e ingrandita otto volte.

Fig. 17. *Melania fragilis* LAMK. Campione isolato, visto dal lato dell'apertura, ingrandito quattro volte.
17 '. Lo stesso, visto dall'altro lato.

Fig. 18. *Crassatella sinuosa* ? DESH. Campione isolato, visto dal lato della valva destra.
18 '. Lo stesso, visto di fronte.
18 ''. Porzione della superficie, presa nella parte mediana della valva, ingrandita quattro volte.

EXPLICATION DE LA PLANCHE *G.*

FOSSILES MIOCÈNES

DE LA *PIETRA FORTE* DE *BONARIA.*

Fig. 1 *a.* **Sigaretus striatulus** GRATL.? Moule intérieur adhérent à la roche par la partie qui correspond à l'ouverture, vu en dessus p. 478.

1 *b.* Le même vu de flanc.

Fig. 2. **Turritella** sp. ind. comparable à la **T. quadriplicata** BAST. Moule intérieur, dont la fracture a emporté une partie du dernier tour, encaissé dans la roche p. 481.

Fig. 3. **Turritella Turris** BAST.? Tronçon de moule isolé, avec un fragment de la roche à laquelle il était adhérent par le côté de l'ouverture p. 482.

Fig. 4. **Turritella tricarinata** BROCC.? Fragment de moule intérieur engagé dans la roche p. 480.

Fig. 5. **Turritella cathedralis** BRONGN. Fragment d'un moule intérieur isolé, vu du côté de l'ouverture p. 480.

Fig. 6. **Fasciolaria** nov. sp. Moule intérieur isolé, vu du côté de l'ouverture, près de laquelle on voit dans d'autres échantillons l'empreinte laissée par deux plis columellaires p. 468.

Fig. 7. **Oliva Chartersi** nov. sp. Moule isolé, vu du côté de l'ouverture, par lequel il était en grande partie adhérent à la roche p. 471.

Fig. 8. **Fusus** sp. ind. Moule intérieur, vu du côté du dos. Cette espèce a par sa forme quelque rapport avec le **F. burdigalensis** BAST., mais les détails de la surface, conservés sur un fragment d'empreinte, trop incomplets pour être figurés, démontrent qu'elle est différente p. 469.

Fig. 9. **Conus Dujardini** DESH. Moule intérieur adhérent à la roche, dans laquelle il est en partie enclavé p. 474.

Fig. 10. **Haliotis monilifera** BON.? L'imperfection de l'échantillon fait conserver quelque doute sur la détermination de l'espèce. Il est à l'état de moule intérieur adhérent à la roche, et il ne conserve du test que deux petits fragments, qui appartiennent à ses couches profondes p. 482.

10 *b.* Le même, vu de flanc.

10 *c.* Fragment du test, isolé et grossi du double.

10 *d.* Autre fragment appartenant à une couche plus profonde, vu avec le même grossissement.

Fig. 11 *a.* **Fissurella** sp. ind. Espèce certainement très-semblable à la **F. graeca** L. sp., mais dont il est impossible de juger d'après le seul moule intérieur, qui est toujours adhérent à la roche p. 484.

11 *b.* Le même, vu de flanc.

Fig. 12. **Cassis** sp. ind. Certains détails de ce moule s'opposent au rapprochement avec la **C. scabrum**, qui serait suggéré par sa forme générale p. 470.

Fig. 13 *a.* **Gastrochaena insignis** nov. sp. Moule intérieur isolé, vu du côté de la valve gauche p. 486.

13 *b.* Le même, vu du côté du dos.

13 *c.* Le même, vu du côté du baillement.

Fig. 14 *a.* **Tellina** sp. ind. Moule intérieur de la valve gauche, isolé de la roche, à laquelle il était adhérent p. 487.

14 *b.* Portion du même moule, dont on a cassé le bec umbonnaire.

Fig. 15 *a.* **Venus psychica** nov. sp. Moule intérieur isolé, vu du côté de la valve droite. On a cassé exprès le bec umbonnaire pour montrer l'empreinte du carde de cette même valve, dont la dent postérieure était bifide p. 492.

15 *b.* Échantillon dont le test spathisé est en partie conservé, vu du côté de la valve gauche.

15 *c.* Moule intérieur, vu du côté du carde.

Fig. 16 *a.* **Cardita Jouanneti** BAST. sp. Moule intérieur isolé, vu du côté de la valve droite p. 495.

16 *b.* Le même, vu du côté du carde.

Fig. 17 *a.* **Arca imbricata** POL. Moule intérieur isolé, vu du côté du carde p. 500.

17 *b.* Le même enclavé dans la roche, vu un peu obliquement du côté de la valve gauche.

17 *c.* Moule extérieur de la valve droite, mis à nu en ôtant le moule intérieur.

Fig. 18 *a.* **Lithophagus compressus** nov. sp. Profil du moule intérieur, vu du côté ligamentaire, reconstruit d'après l'échantillon représenté dans les deux figures suivantes p. 504.

18 *b.* Moule adhérent à la roche, vu du côté de la valve droite.

18 *c.* Le même, vu du côté ligamentaire de manière à montrer le déplacement des deux valves.

Fig. 19 *a.* **Lithophagus Trunculus** nov. sp. Moule intérieur isolé, vu du côté de la valve droite p. 502.

19 *b.* Le même, vu du côté ligamentaire.

19 *c.* Empreinte en gutta perca de la portion du moule extérieur restée dans la pierre.

Fig. 20 *a.* **Lima bonariensis** nov. sp. Moule intérieur, vu du côté de la valve gauche, qui est un peu déplacée par rapport à la droite, qu'on voit en arrière p. 506.

20 *b.* Le même moule, vu du côté postérieur.

20 *c.* Section normale d'un fragment de test, en proximité du bord palléal.

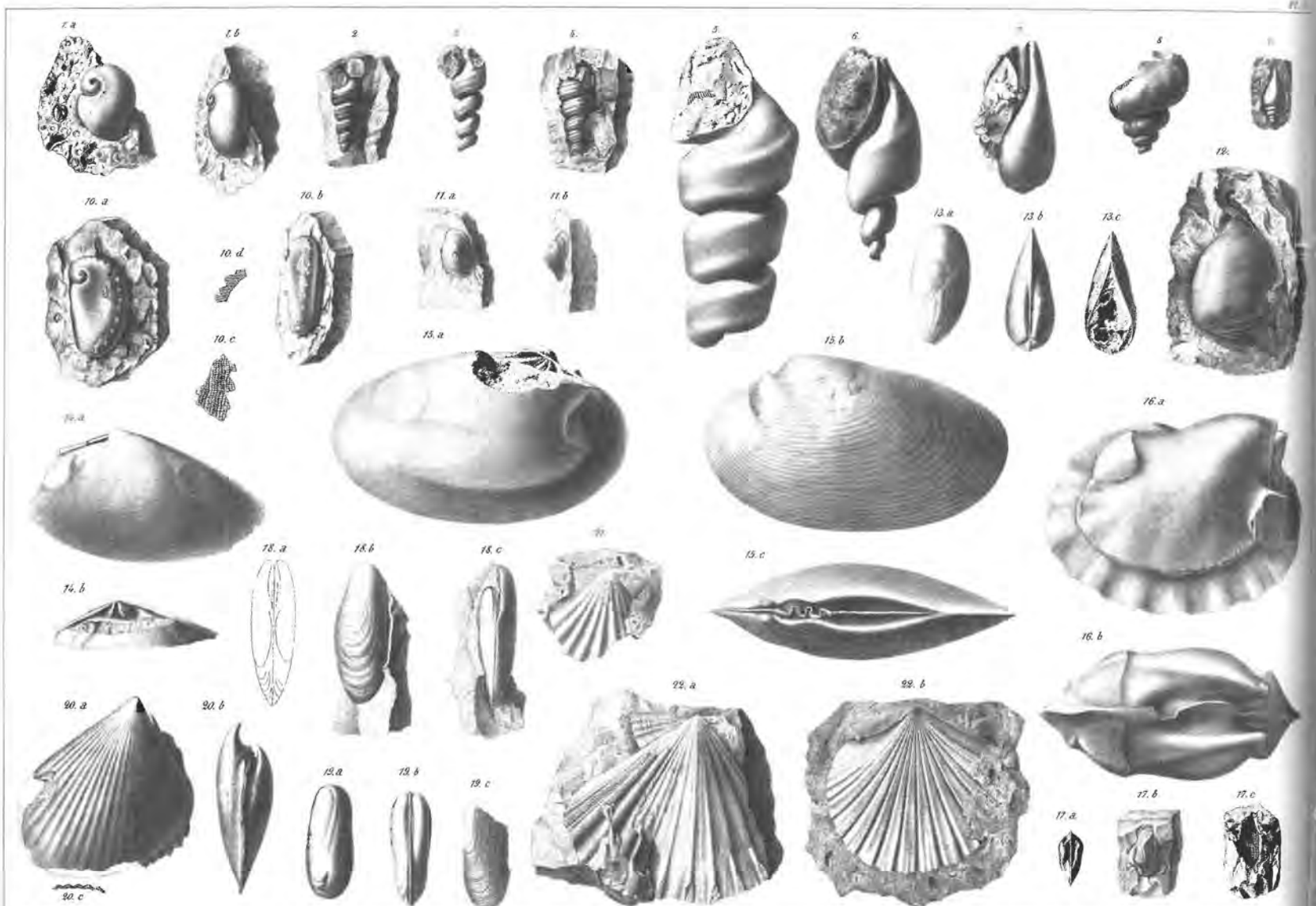
Fig. 21. **Pecten sulcatus** LAMK.? Portion de la valve gauche presque entièrement réduite à l'état de moule intérieur. On voit seulement un petit fragment du test, où les détails de la surface sont conservés p. 512.

Fig. 22 *a.* **Pecten Solarium** LAMK. Valve inférieure, dont il ne reste en grande partie que le feuillet plus interne adhérent au moule p. 508.

Fig. 22 *b.* **Pecten** (Janira) **benedictus** LAMK. Valve gauche adhérente, par sa surface extérieure, à la roche et à laquelle manquent complètement les oreillettes p. 513.

Fran: Pieruzzi del.

Torino, Lit. Giordano Grandhillier e Salussolia 1858

(vedi pagina 106-107)

LEGENDA DELLA TAVOLA G

FOSSILI MIOCENICI DELLA PIETRA FORTE DI BONARIA

Fig. 1 *a*. *Sigaretus striatus* GRATL. ? Forma interna attaccata alla roccia, dal lato corrispondente all'apertura, visto da sotto.
1 *b*. Lo stesso, visto di fianco.

Fig. 2. *Turritella* sp. ind., paragonabile alla *T. quadriplicata* BAST. Forma interna: al momento della frattura si è perso una parte dell'ultimo anello incastrato nella roccia.

Fig. 3. *Turritella turris* BAST. ? Segmento di forma isolato, con frammento della roccia cui aderiva dal lato dell'apertura.

Fig. 4. *Turritella tricarinata* BROCC. Frammento della forma interna, inserita nella roccia.

Fig. 5. *Turritella cathedralis* BRONGN. Frammento di una forma interna isolata, vista dal lato dell'apertura.

Fig. 6. *Fasciolaria* nuova sp. Forma interna isolata, vista dal lato dell'apertura, vicino alla quale si vede in altri campioni l'impronta lasciata da due pieghe columellari.

Fig. 7. *Oliva chartersi* nuova sp. Forma isolata, vista dal lato dell'apertura, tramite cui aderiva alla roccia.

Fig. 8. *Fusus* sp. ind. Forma interna, vista dal lato dorsale. Questa specie, grazie alla sua forma, presenta in qualche modo rapporto con le *F. burdigalensis* BAST., però i particolari della superficie, rimasti su un frammento di impronta, troppo incompleto per essere raffigurati, dimostrano che è differente.

Fig. 9. *Conus dujardini* DESH. Forma interna, attaccata alla roccia, nella quale è in parte incastrata.

Fig. 10. *Haliotis monilifera* BON. ? Lo stato scadente del campione lascia qualche dubbio sulla determinazione della specie. Si trova allo stato di forma interna, attaccata alla roccia, e conserva del campione solo due piccoli frammenti che appartengono ai suoi strati profondi.
10 *b*. Lo stesso, visti di fianco.
10 *c*. Frammento del campione, isolato e ingrandito del doppio.
10 *d*. Altro frammento, appartenente ad uno strato più profondo, visto con lo stesso ingrandimento.

Fig. 11 *a*. *Fissurella* sp. ind. Specie certamente molto simile alla *F. greca* L. sp. ind., ma è impossibile valutarlo con sicurezza, a partire dalla sola forma interna, poiché risulta attaccata alla roccia.
11 *b*. Lo stesso, visto di fianco.

Fig. 12. *Cassis* sp. ind. Alcuni particolari di questa forma impediscono il paragone con la *C. scabrum*, come invece suggerirebbe la sua forma generale.

Fig. 13 *a*. *Gastrochaena insignis* nuova sp. Forma interna isolata, vista dal lato della valva sinistra.
13 *b*. La stessa, vista dal lato dorsale.
13 *c*. La stessa, vista dalla parte della fessura.

Fig. 14 *a*. *Tellina* sp. ind. Forma interna della valva sinistra, isolata dalla roccia, alla quale aderiva.
14 *b*. Porzione della stessa forma, della quale è stato rotto il becco umbonato.

Fig. 15 *a*. *Venus psychica* nuova sp. Forma interna isolata, vista dal lato della valva destra; è stato rotto appositamente il becco umbonato, per mostrare l'impronta del cardo di questa stessa valva, il cui dente posteriore era bifido.
15 *b*. Campione il cui frammento cristallizzato è in parte conservato, visto dal lato della valva sinistra.
15 *c*. Forma interna vista dal lato del cardo.

Fig. 16 *a*. *Cardita jouanneti* BAST. sp. Forma interna isolata, vista dal lato della valva destra.
16 *b*. Lo stesso, visto dal lato del cardo.

Fig. 17 *a*. *Arca imbricata* POL. Forma interna isolata, vista dal lato del cardo.
17 *b*. Lo stesso, incastrato nella roccia, visto un po' di sbieco, dal lato della valva sinistra.
17 *c*. Forma esterna della valva destra, evidenziata dopo aver tolto la forma interna.

Fig. 18 *a*. *Lithophagus compressus* nuova sp. Profilo della forma interna, vista dal lato dei legamenti, ricostruito a partire dal campione rappresentato nelle due figure seguenti.
18 *b*. Forma attaccata alla roccia, vista dal lato della valva destra.
18 *c*. La stessa, vista dal lato dei legamenti in modo da dimostrare lo spostamento delle due valve.

Fig. 19 *a*. *Lithophagus trunculus* nuova sp. Forma interna isolata, vista dal lato della valva destra.
19 *b*. La stessa, vista dal lato dei legamenti.
19 *c*. Impronta in gutta perca (resina gommosa) della porzione della forma esterna rimasta nella pietra.

Fig. 20 a. *Lima bonariensis* nuova sp. Forma interna vista dal lato della valva sinistra, che è un po' spostata in confronto alla destra; quest'ultima si intravede dietro.
20 *b*. La stessa forma, vista dal lato posteriore.
20 *c*. Sezione normale di un frammento, in prossimità del bordo palleale.

Fig. 21. *Pecten sulcatus* LAMK. ? Porzione della valva sinistra, quasi interamente ridotta allo stato di forma interna. Si vede soltanto un frammento ridotto del campione, dove i dettagli della superficie sono ben conservati.

Fig. 22 *a*. *Pectem solarium* LAMK. Valva inferiore della quale non rimane altro che il foglietto attaccato alla forma.

Fig. 22 *b*. *Pecten (Janira) benedictus* LAMK. Valva sinistra attaccata con la superficie esterna alla roccia, alla quale mancano completamente le orecchiette.

EXPLICATION DE LA PLANCHE *H.*

FOSSILES MIOCÈNES ET PLIOCÈNES.

Fig. 1. **Typhaelopium Plutonis** nov. sp. Empreintes sur le tufâ ponceux des environs de *Castelsardo* p. 520.

1'. Fragment de la surface, grossi quatre fois.

Fig. 2. **Nautilus (Aturia) Zig-zag Sow.** Moule intérieur, vu de face p. 532.

2'. Le même, vu de flanc.

Fig. 3. **Nautilus (Aturia)** sp. ind. Fragment de moule intérieur, vu de flanc p. 538.

3'. Le même, vu de front.

Fig. 4. **Limnea buccinea** nov. sp. Échantillon isolé, vu du côté de l'ouverture, grossi du double p. 630.

4'. Le même, vu du côté du dos, au même grossissement.

Fig. 5. **Pecten paucicosta** nov. sp. Valve droite isolée, vue à l'extérieur, grossie quatre fois. On en voit indiqué de côté, avec le même numéro, la grandeur naturelle des deux diamètres par le moyen d'une + p. 599.

5'. La même valve, vue en dehors.

5 a. Valve gauche du même Peigne, vue du côté extérieur, au même grossissement.

Fig. 6. **Heterostegina complanata** nov. sp. Jeune individu, isolé et grossi six fois p. 624.

6'. Le même, vu de profil.

6 a. Section transversale d'un autre individu de la même grandeur, avec le même grossissement.

6 b. Section verticale d'un troisième individu, avec le même grossissement.

6 b'. Portion intérieure de la section précédente, vue avec un grossissement de trente fois l'original.

Fig. 7. **Lithocaulon minus** nov. gen. Branche isolée de grandeur naturelle p. 630.

7'. Section horizontale de la même, grossie six fois.

7". Section longitudinale, au même grossissement.

7'". Fragment du tissu intérieur, vu avec un grossissement de six cent fois.

Fig. 8. **Nummulites Lamarmorae** nov. sp. Échantillon isolé, grossi six fois. On voit tout près une ligne qui indique la grandeur naturelle p. 625.

8'. La même, vue de profil, avec un égal grossissement.

8". Moitié du même échantillon, auquel on a enlevé en partie la lame extérieure, grossi douze fois.

8 a. Coupe verticale de la même pièce au même grossissement.

8 b. Échantillon de forme lenticulaire, grossi six fois. On trouve également à côté une ligne pour en indiquer la grandeur naturelle.

8 b'. Le même, vu de profil.

8 c. Petit échantillon globulaire, au même grossissement. On voit aussi à côté une ligne pour en marquer la longueur.

Fig. 9. **Pecten dubius** Br. Valve gauche isolée, vue en dehors p. 594.

9'. Portion du bord, vue de profil.

9". La même valve, vue du côté intérieur.

9 a. Échantillon entier, vu du côté postérieur.

Fig. 10. **Gastrochaena ovata** nov. sp. Moule vu du côté du baillement p. 556.

10'. Le même, vu du côté de la valve droite, avec l'extrémité antérieure en bas.

Fig. 11. **Platycarcinus antiquus** Eug. Sism. Vu en dessus p. 527.

11'. Région orbitaire, isolée, grossie du double.

11". Le même échantillon, vu en dessous.

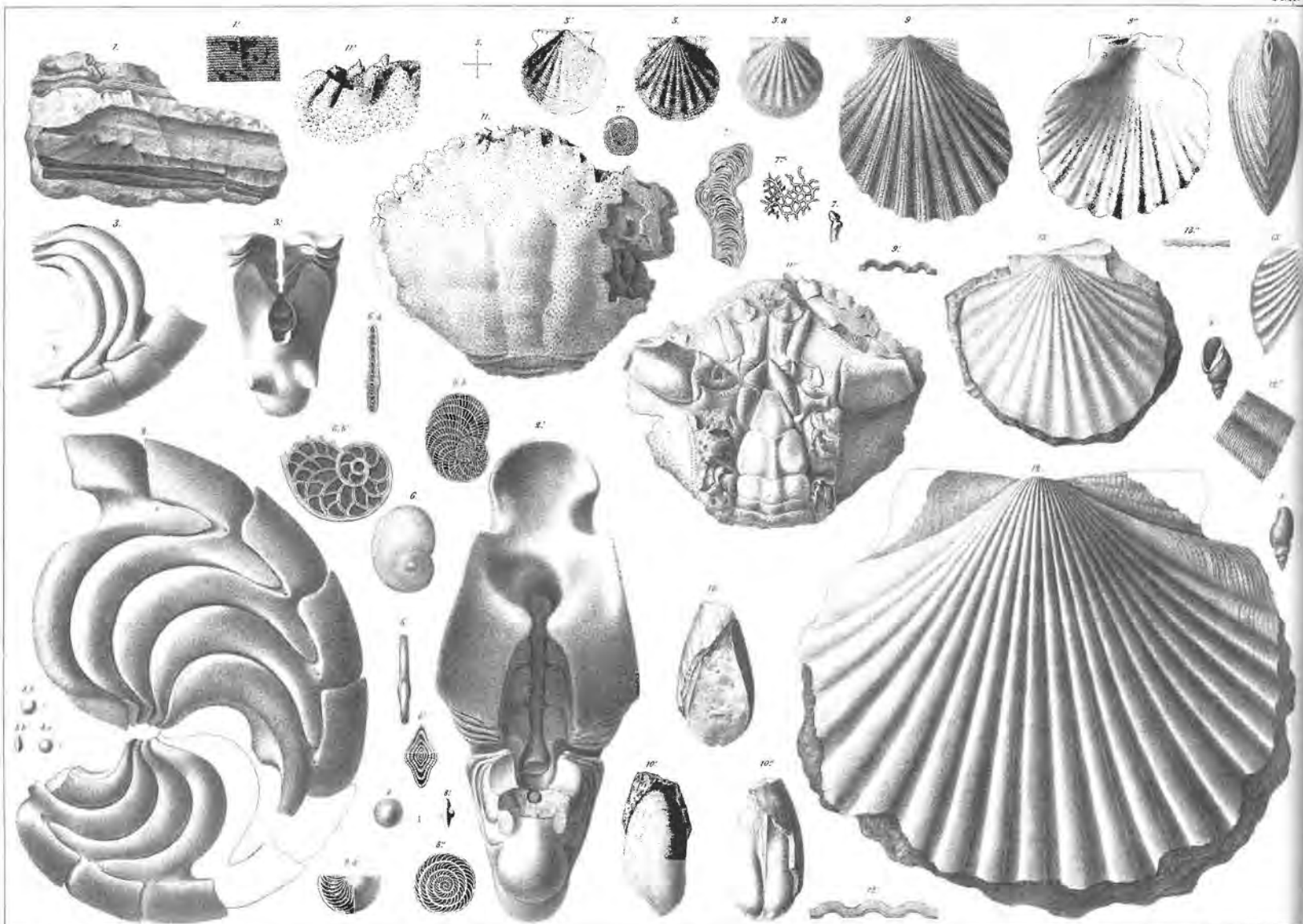
Fig. 12. **Pecten karalitanus** nov. sp. Valve droite p. 585.

12'. Fragment de la surface, grossi du double.

Fig. 13. **Pecten Pasinii** nov. sp. Valve gauche adhérente à la roche par la face intérieure p. 591.

13'. Fragment de la même valve, vu en dessous.

13". Section normale du test, grossie du double.

(vedi pagina 118-119)

LEGENDA DELLA TAVOLA H

FOSSILI MIOCENICI E PLIOCENICI

Fig. 1. *Thyphaelopium plutonis* nuova sp. Impronte sul tufo pomiceo, proveniente dai dintorni di Castelsardo.
1'. Frammento della superficie, ingrandito quattro volte.

Fig. 2. *Nautilus (Aturia) zig-zag* SOW. Forma interna, vista da davanti.
2 '. La stessa, vista di fianco.

Fig. 3. *Nautilus (Aturia)* sp. ind. Frammento di forma interna, vista di fianco.
3 '. Lo stesso, visto di fronte.

Fig. 4. *Limnea buccinea* nuova sp. Campione isolato, visto dal lato dell'apertura, ingrandito del doppio.
4 '. Lo stesso, visto dal lato dorsale, allo stesso ingrandimento.

Fig. 5. *Pecten paucicosta* nuova sp. Valva destra, isolata, vista all'esterno, ingrandita quattro volte. A lato si indica, con lo stesso numero, con un "+", la grandezza naturale dei due diametri.
5 '. La prima valva, vista da fuori.
5 *a*. Valva sinistra dello stesso *Pecten*, vista dal lato esterno, allo stesso ingrandimento.

Fig. 6. *Heterostegina complanata* nuova sp. Individuo giovane, isolato e ingrandito sei volte.
6 '. Lo stesso, visto di profilo.
6 *a*. Sezione trasversale di un altro individuo delle stesse dimensioni, con lo stesso ingrandimento.
6 b. Sezione verticale di un terzo individuo, con lo stesso ingrandimento.
6 *b'*. Porzione interna della sezione precedente, vista con un ingrandimento di trenta volte.

Fig. 7. *Lithocaulon minus* nuovo genere. Ramo isolato, a grandezza naturale.
7 '. Sezione orizzontale della stessa, ingrandita sei volte.
7 ''. Sezione longitudinale allo stesso ingrandimento.
7 '''. Frammento del tessuto interno, visto con l'ingrandimento di seicento volte.

Fig. 8. *Nummulites lamarmorae* nuova sp. Campione isolato, ingrandito sei volte. Si vede, vicino al disegno, una riga che indica la grandezza naturale del fossile.
8 '. Lo stesso, visto di profilo, con uguale ingrandimento.
8 ''. Metà dello stesso campione, a cui è stata tolta in parte la lamina esterna, ingrandito dodici volte.
8 *a*. Sezione verticale dello stesso frammento, allo stesso ingrandimento.
8 *b*. Campione di forma lenticolare, ingrandito sei volte; al lato si trova una riga che ne indica la grandezza naturale.
8 *b'*. Lo stesso, visto di profilo.
8 *c*. Piccolo campione globulare, allo stesso ingrandimento. La riga di lato ne indica la lunghezza.

Fig. 9. *Pecten dubius* BR. Valva sinistra isolata, vista dall'esterno.
9 '. Porzione del bordo, vista di profilo.
9 ''. La stessa valva, vista dal lato interno.
9 *a*. Campione intero, visto dal lato posteriore.

Fig. 10. *Gastrochaena ovata* nuova sp. Forma vista dal lato della fessura.
10 '. Lo stesso, visto dal lato della valva destra, con l'estremità anteriore in basso.

Fig. 11. *Platycareinus antiquus* EUG. SISM., visto da sopra.
11'. Regione orbitale, isolata e ingrandita del doppio.
11''. Idem, visto da sotto.

Fig. 12. *Pecten karalitanus* nuova sp. Valva destra.
12 '. Frammento della superficie, ingrandita del doppio.

Fig. 13. *Pecten pasinii* nuova sp. Valva sinistra, attaccata alla roccia tramite la faccia interna.
13 '. Frammenti della stessa valva visti da sotto.
13 ''. Sezione normale del campione, ingrandite del doppio.

EXPLICATION DES FIGURES 1-19 DE LA PLANCHE VII.

BRÈCHE OSSEUSE DE *MONREALE DE BONARIA*.

(Les objets figurés sont de dimension naturelle.)

Fig. 1. **Cynotherium** sardons STUD. Fragment du maxillaire inférieur du côté gauche, vu extérieurement p. 656 (1).

Fig. 2. Carnassière inférieure gauche d'un gros **Canis Lupus** mâle, vue du côté interne p. 657.

Fig. 3. Carnassière inférieure droite du **Cynotherium**, vue du côté interne p. 657.

Fig. 4. Première molaire tuberculeuse inférieure gauche du **Loup**, vue du côté interne p. 657.

Fig. 5. Première molaire tuberculeuse inférieure gauche du **Cynotherium**, vue du côté interne p. 657.

Fig. 6. Carnassière supérieure droite du **Cynotherium**, vue du côté interne p. 659.

Fig. 7. Première molaire tuberculeuse supérieure gauche du **Loup**, vue du côté postérieur p. 659.

Fig. 8. Première molaire tuberculeuse supérieure gauche du **Cynotherium**, vue du côté postérieur p. 659.

Fig. 9. Canine supérieure droite du **Cynotherium**, vue du côté interne p. 660.

Fig. 10. Canine inférieure gauche du **Cynotherium**, vue du côté interne p. 661.

Fig. 11. Incisive externe supérieure droite du **Cynotherium**, vue du côté interne p. 661.

Fig. 12. La même dent, vue du côté externe p. 661.

Fig. 13. Canine inférieure gauche (d'un **Ours**?), vue du côté externe p. 675.

Fig. 14. Fragment du côté droit du bassin d'un **Arvicola**, vue par la face extérieure p. 691.

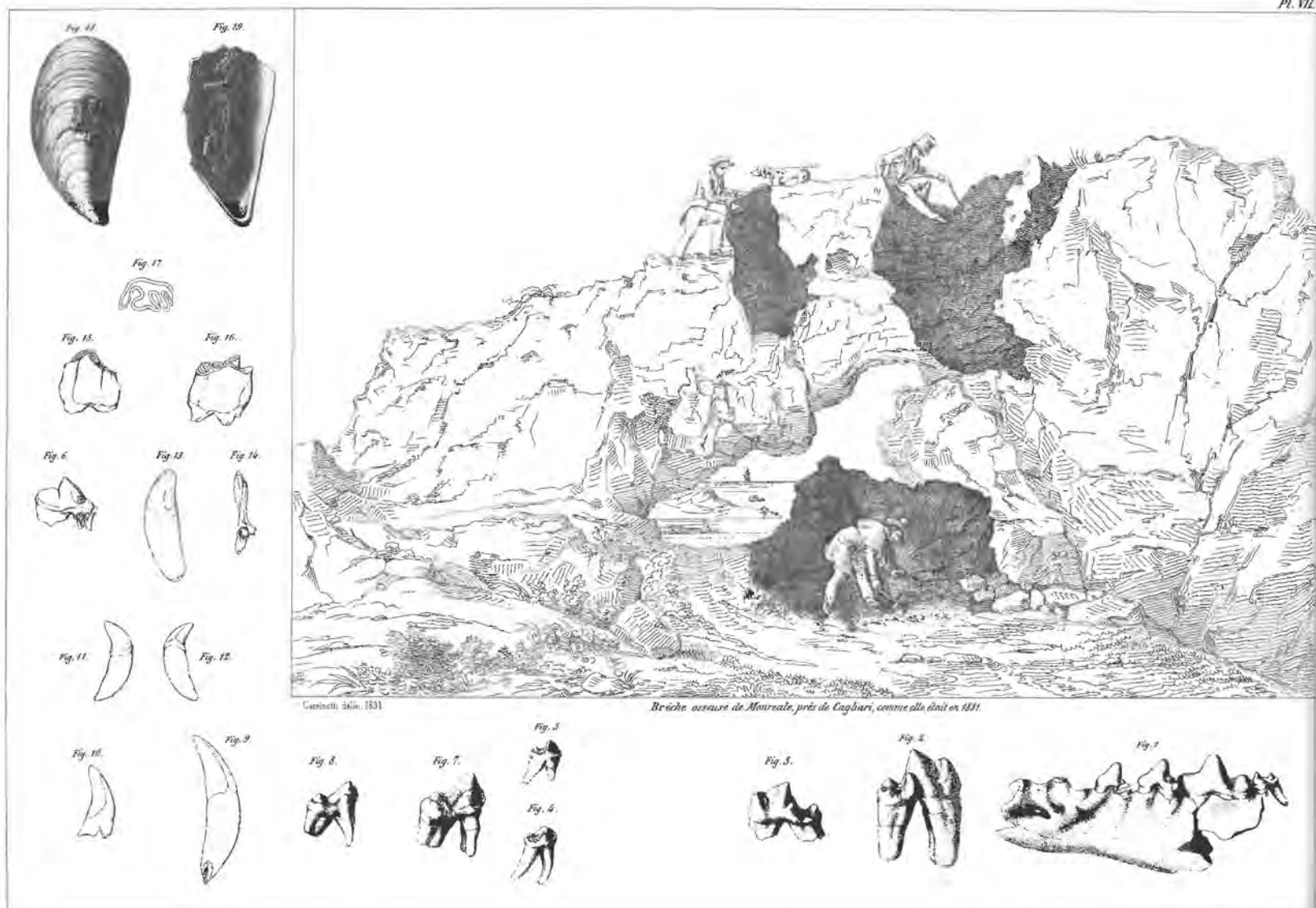
Fig. 15. Troisième molaire inférieure droite du **Cerf** fossile, vue de son côté interne p. 694.

Fig. 16. La même dent, vue de son côté externe p. 694.

Fig. 17. La même dent, vue par la face supérieure p. 694.

Fig. 18. 19. Deux valves du **Mytilus edulis**, incrustées de la même matière qui enveloppe les os brèche osseuse, dont ces valves faisaient également partie (voy. Descript, géolog. Tom.

(1) Ces numéros se rapportent aux pages du second volume (partie *Paléontologie*).

(vedi pagina 112-113)

LEGENDA DELLE FIGURE 1-19
DELLA TAVOLA VII

BRECCIA OSSIFERA DEL
COLLE DI MONREALE DI BONARIA

(gli oggetti raffigurati sono alla dimensione naturale)

Fig. 1. *Cynotherium sardous* STUD. Frammento del massillare inferiore del lato sinistro, visto esternamente (la descrizione si trova nel Volume II di questa Terza Parte, Sezione Paleontologia).

Fig. 2. Dente ferino inferiore sinistro di un grosso *Canis lupus*, maschio, visto dal lato interno.

Fig. 3. Dente ferino inferiore destro del *Cynotherium*, visto dal lato interno.

Fig. 4. Primo molare inferiore sinistro del *C. lupus*, con tubercoli, visto dal lato interno.

Fig. 5. Primo molare inferiore sinistro con tubercoli, del *Cynotherium*, visto dal lato interno.

Fig. 6. Dente ferino superiore destro del *Cynotherium*, visto dal lato interno.

Fig. 7. Primo molare superiore sinistro, con tubercoli, del lupo, visto dal lato posteriore.

Fig. 8. Primo molare superiore sinistro con tubercoli, del *Cynotherium*, visto dal lato posteriore.

Fig. 9. Canino superiore destro del *Cynotherium*, visto dal lato interno.

Fig. 10. Canino inferiore sinistro del *Cynotherium*, visto dal lato interno.

Fig. 11. Incisivo esterno superiore destro del *Cynotherium*, visto dal lato interno.

Fig. 12. Lo stesso dente, visto dal lato esterno.

Fig. 13. Canino inferiore sinistro (di un orso?), visto dal lato esterno.

Fig. 14. Frammento del lato destro del bacino di un'arvicola, visto dalla faccia esterna.

Fig. 15. Terzo molare inferiore destro del cervo fossile, visto dal lato interno.

Fig. 16. Lo stesso dente, visto dal lato esterno.

Fig. 17. Lo stesso, visto dalla faccia superiore.

Fig. 18-19. Due valve del *Mytilus edulis*, incrostate dallo stesso materiale delle ossa della breccia ossifera, di cui queste valve facevano parte (vedi Volume I, descrizione della Geologia).

Indici

TAVOLE DELL'ATLANTE

(ora inserite in questo volume)

INDICE DEI PERSONAGGI E DEI POPOLI

INDICE DELLE LOCALITÀ

A

B

C

D

E

J

K

L

M

N

O

P

Q

R

S

T

U

V

Y

Z

INDICE GENERALE

Viaggio in Sardegna

— VOLUME TERZO —

Libro Primo

ORDINE PRIMO

ROCCE SEDIMENTARIE

CAPITOLO PRIMO

Gneiss e schisti cristallini

CAPITOLO SECONDO

PRIMA PARTE

Rocce siluriane - Gruppo occidentale

CAPITOLO SECONDO

SECONDA PARTE

Gruppo dell'est e del nord della Sardegna

CAPITOLO TERZO

Depositi carboniosi dell'era carbonifera

CAPITOLO QUARTO

I terreni giurassici

CAPITOLO QUINTO

I terreni cretacei

CAPITOLO DODICESIMO
Le trachiti antiche

CAPITOLO TREDICESIMO
Il tufo pomiceo

CAPITOLO QUATTORDICESIMO
Trachiti anfiboliche e fonolitiche

CAPITOLO QUINDICESIMO
Le rocce basaltiche

CAPITOLO SEDICESIMO
Crateri estinti

CAPITOLO DICIASSETTESIMO
Considerazioni generali sulla successione dei terreni, sulla direzione degli strati e sui diversi movimenti del suolo sardo

Collana Viaggio nella Memoria - Ristampe Anastatiche della Sardegna

Una lunga e imponente ricerca bibliografica ha consentito di individuare e riprodurre i volumi più importanti del passato, e in particolare quelli dotati di illustrazioni d'epoca, per valorizzare l'eccezionale patrimonio librario e culturale di un tempo. Questi volumi consentono la riscoperta della Sardegna antica, fino ai decenni scorsi, un mondo incontaminato sotto tutti i punti di vista: lingua, paesaggio, costumi, tradizioni.
Edizioni cartonate con sovraccoperta - cm 24 x 34.

1 - CARTA DE LOGU

Edizione del 1805 della raccolta di leggi emanata nel 1392. Stampa in marrone scuro e oro su carta speciale. Autore: Eleonora d'Arborea. Pagine: 248.

euro 70,00

2 - CENNI SULLA SARDEGNA

Il primo volume illustrato sulla Sardegna (anno 1841), con tantissime notizie e curiosità. Tavole a colori: 62. Autore: Baldassarre Luciano. Pagine: 464 -

euro 60,00

3/5 - VIAGGIO IN SARDEGNA

La prima parte della fondamentale opera di descrizione completa della Sardegna nella prima metà del sec. XIX. Autore: Alberto della Marmora. Pagine: 728.

euro 180,00 (tre vol.)

6/8 - ITINERARIO DELL'ISOLA DI SARDEGNA - NOTE E EMENDAMENTI

La seconda parte della descrizione completa della Sardegna nella prima metà del sec. XIX. Autori: Alberto della Marmora e G. Spano. Pagine: 608.

euro 180,00 (tre vol.)

9 - ATLANTI DEL VIAGGIO IN SARDEGNA

Le illustrazioni allegate al Viaggio di La Marmora riprodotte per la prima volta a grandezza naturale (89 stampe). Autore: Alberto della Marmora. Pagine: 92.

euro 120,00

10/20 - DIZIONARIO DELL'ISOLA DI SARDEGNA

La grandiosa opera curata da Vittorio Angius. Volumi 10, 11 e 12: Sardegna in generale. Volumi 13 e 14: le regioni dell'isola in generale. Volumi 15-20: città e paesi.

euro 50,00 ogni volume

21 - GRAMMATICA E VOCABOLARIO DEI DIALETTI SARDI

La Grammatica della lingua sarda e oltre 70.000 vocaboli, relativi ai dialetti di tutta l'isola. Autori: Vittorio Angius e Giovanni Spano (anni 1851-1853). Pagine: 734.

euro 60,00

22 - LA SARDEGNA NEGLI INSERTI DEL QUOTIDIANO "IL SECOLO" - 1891-1902

Prima dell'avvento della fotografia, la maggiore raccolta di stampe (256) che rappresentano tutte le zone e gli aspetti della Sardegna. Pagine: 400.

euro 70,00

23 - LA SARDEGNA DEL 1895

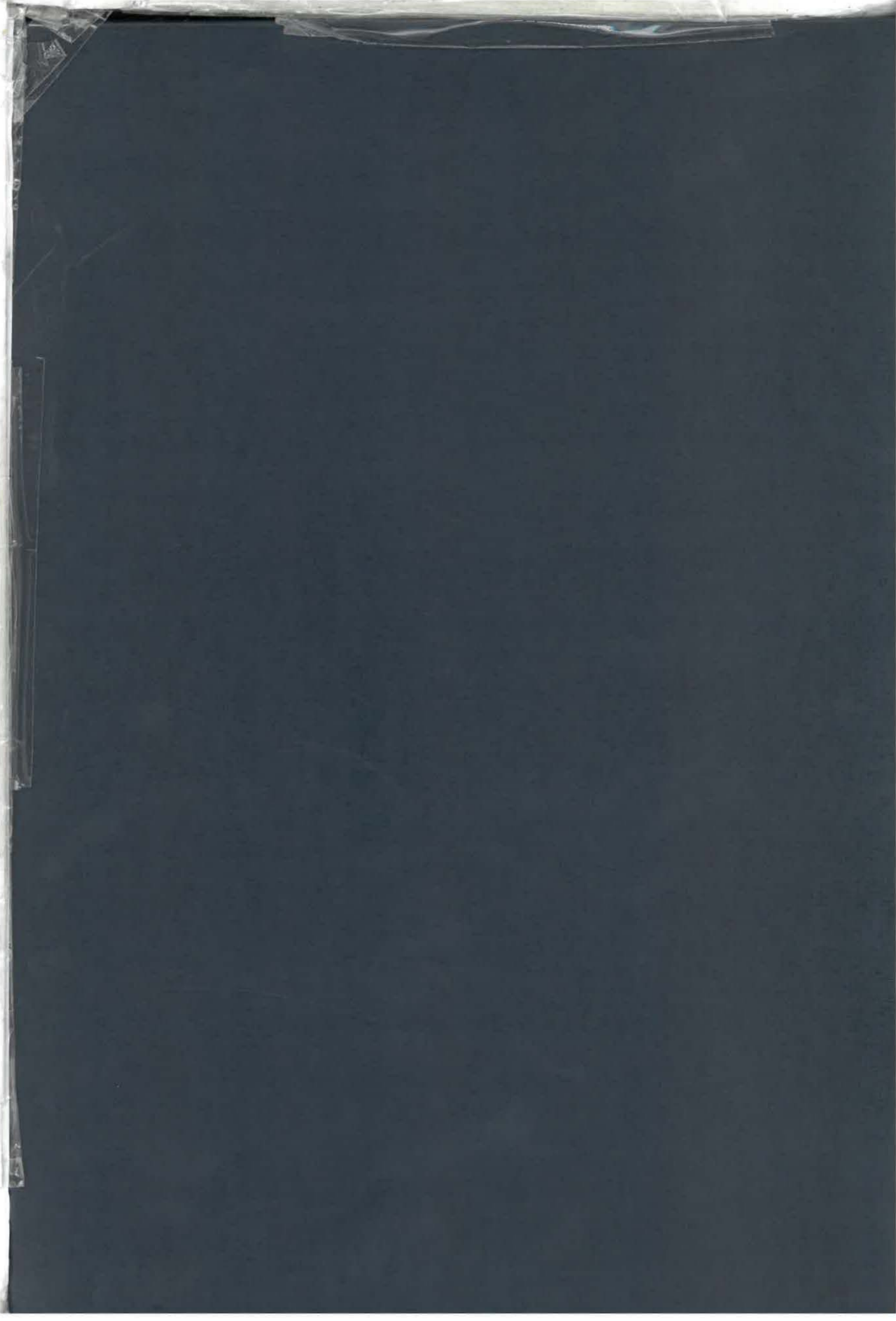
In una piccola ma completa enciclopedia, la descrizione di tutta l'isola alla fine del secolo XIX, con 70 incisioni e 3 carte a colori. Autore: Gustavo Strafforello. Pagine: 486.

euro 60,00

24 - LA SARDEGNA DEL 1920

Analisi storica, geografica e economica dell'isola nei primi decenni del secolo XX. 110 foto d'epoca e 6 tavole a colori. Autore: Angelo Cossu. Pagine: 204.

euro 40,00

LE COLLANE
DELL'EDITRICE
ARCHIVIO FOTOGRAFICO SARDO

COLLANA
IMMAGINI DELLA SARDEGNA

Cofanetto 1

1 Sardegna immagini di un'isola
2 Le Grotte di Nettuno ad Alghero
3 Le Grotte del Bue Marino a Cala Gonone

Cofanetto 2

4 Le meraviglie della Costa Smeralda
5 Trekking avventuroso in Sardegna
6 La Sardegna di Grazia Deledda

Cofanetto 3

IL PARCO NAZIONALE
DEL GENNARGENTU

7 Meraviglie della natura nel Supramonte
8 Ecologia del Golfo di Orosei
9 Il Gennargentu, le Barbagie e l'Ogliastra

Cofanetto 4

10 Immagini di Costumi Sardi
11 Sardegna Blu - Le coste più belle
12 Immagini del Carnevale Sardo

COLLANA
GUIDE DELLA SARDEGNA

Cofanetto 1

1 Guida di Alghero e dintorni
2 Guida della Gallura
3 Guida della Barbagia e provincia di Nuoro
4 Guida di Oristano e provincia
5 Guida di Cagliari e provincia

Cofanetto 2

6 Guida della Sardegna
7 Guida alla Natura della Sardegna
8 Guida all'Archeologia della Sardegna
9 Guida alle Coste della Sardegna
10 Guida alla Flora e alla Fauna della Sardegna

Cofanetto 3

11 Guida di Sassari e Stintino
12 Guida di Olbia e Porto Rotondo
13 Guida di Santa Teresa di Gallura
14 Guida all'Arcipelago di La Maddalena
15 Guida di Nuoro e Monte Ortobene
16 Guida di San Teodoro
17 Guida di Dorgali e Calagonone
18 Guida di Muravera
19 Guida di Villasimius
20 Guida di Carloforte
21 Guida di Sant'Antioco

Cofanetto 4

22 Guida ai Funghi della Sardegna
22 suppl. Guida ai Funghi della Sardegna parte II
23 Guida alla Storia della Sardegna
24 Guida all'Architettura della Sardegna
25 Guida alla Gastronomia e ai Vini della Sardegna

COLLANA GUIDE NATURA
Guida del Subacqueo Naturalista - Mediterraneo e Tropici
Blu come il mare - percorsi didattici subacquei

EDITRICE ARCHIVIO FOTOGRAFICO SARDO
Via Torres, 30 - 07100 SASSARI
tel. e fax 079/273133
INTERNET editrice archivio fotografico sardo
WWW.SARDEGNABLU.COM
e-mail: afs@sardegnablu.com

Edizione di libri fotografici, guide turistiche, opuscoli divulgativi, depliant, poster, cartoline, calendari e cataloghi illustrati, foto e diapositive di tutta la Sardegna

LIRE 150.000 € 75

1.
1.'
11.'
5.
5.'
11.
7.''
3.
3.'
6.a
6.b
2.
6.b'
2.'
6.
6.'
8.b
8.b'
8.c
8.'''
8.
8.'
8.''
8.a
VIAGGIO IN SARDEGNA
ALBERTO
9 788860 150042